

Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so se usedale v langobardu med drugimi sedimenti tudi olistostrome, ki so značilne kamenine za razgibana in hitro se pogrezajoča območja. Nastajale so z gravitacijskimi podvodnimi blatnimi tokovi. Najdena sta dva tipa olistostrom. V prvem primeru gre za usedline, ki so po končanem plazenju ostale v istem stratigrafskem nivoju; zato sestoje le iz odlomkov kamenin, ki so sicer njihovi bočni ekvivalenti ali pa tvorijo njihovo podlago. Za te sedimente uporablja avtor nov izraz — intraformacijska olistostroma. Druga vrsta sedimentov s kaotično teksturo so tipične olistostrome, ki zapolnjujejo tektonsko enoto Karoli v debelini 110 m.

Na podlagi zaporedja v nastanku bazalnih langobardskih kamenin, litostratigrafske sestave olistolitov, klastov in prodnikov so v zadnjem poglavju opisane tri važnejše faze kinematskega razvoja ter paleogeografske razmere v osrednjem delu idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema v langobardu.

Uvod

Z obsežnimi raziskavami spodnjetriadnih in srednjetriadnih sedimentov na Idrijskem smo ugotovili, da je tektonski jarek, v katerem leži idrijsko rudišče, le del idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema (L. Placer in J. Čar, 1975). Ker je langobardska starost rudišča dokazana (B. Berce, 1958; I. Mlakar in M. Drovnik, 1971), je natančno poznavanje razprostranjenosti, zaporedja in okolja nastanka langobardskih sedimentov bistvenega pomena za rekonstrukcijo kinematskega razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema in paleogeografskih razmer v srednji triadi. Doslejšnje poznavanje ladinških sedimentov (I. Mlakar, 1967, 1969) za omenjeno rekonstrukcijo ni zadostovalo. Leta 1968 (J. Čar) smo dopolnili podatke o langobardskih sedimentih v bližnji okolici Idrije, v zadnjih letih pa jih podrobneje razčlenjujemo v idrijskem rudišču.

Langobardske plasti ležijo v idrijskem rudišču diskordantno na različno starih litostratigrafskih členih. Zato nam je posebno dragocene podatke o paleogeografskih razmerah ter kinematskem razvoju idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka prinesel študij bazalnih sedimentov. Neposredno nad erozijsko diskordanco slede ponekod neplastovite usedline s kaotično teksturo. V osnovi, ki je lahko

peščena, meljasta ali glinasta, »plavajo« povsem brez reda odlomki in prodniki kamenin različnih starosti, velikosti in zaobljenosti. Ker se ti sedimenti nahajajo le v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku, in še to le v nekaterih njegovih delih, so nesporno v zvezi z njegovim nastankom. Prav interpretacija geneze in prostorske zveze kamenin s kaotično teksturo z ostalimi langobardskimi sedimenti ter številni podatki o triadni tektoniki so bili ključ za rekonstrukcijo kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka.

Poimenovanje sedimentov s kaotično teksturo

Kamenine s kaotično teksturo še niso zadovoljivo poimenovane. Zato se nam zdi potrebno, dati o tej problematiki nekaj informacij.

Splošno priznanega izraza, ki bi petrografsko karakteriziral sedimente s kaotično teksturo, še ni. L. J. G. Schermerhorn (1966) je predlagal ime »mikstit«, ki naj bi bilo »kvalitativno ime za nesortirane ali slabo sortirane klastične sedimente z megaklasti ne glede na njihovo sestavo ali nastanek«. Čeprav ta izraz — po našem mnenju — zelo dobro karakterizira sedimente s kaotično teksturo, uporablja večina raziskovalcev raje facialno-genetska opisna imena.

Iz pregledane literature vidimo, da lahko povzroče pojavi, ki so sicer različni po izvoru, obsegu in kraju, nastanek enakih ali vsaj na prvi pogled zelo podobnih usedlin. Zato se je težko dokopati do zadovoljive sheme, ki bi genetsko natančno opredeljevala posamezne različke kaotičnih sedimentov. K. Görler in K. J. Reutter (1968) navajata celo vrsto opisnih izrazov za genetsko različne sedimente s kaotično teksturo, ki so že bili uporabljeni v literaturi. Poudarjata, da je včasih podobnost dveh, po nastanku sicer različnih sedimentov, tako velika, da ju ne moremo ločiti. V številnih primerih pa opazujemo tudi genetske prehode iz enega tipa v drugega, kar nam problem določitve še bolj zaplete (K. Görler in K. J. Reutter, 1968; S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973).

Za tiste usedline s kaotično teksturo, ki so nesporno sedimentnega izvora, se je uveljavil v zahodni literaturi izraz olistostroma (L. J. G. Schermerhorn, 1966; K. Görler in K. J. Reutter, 1968; E. Abbate in drugi, 1970). Po splošni definiciji je olistostroma sediment, ki je nastal s presedimentacijo starejših kamenin z blatnimi tokovi (K. Görler in K. J. Reutter, 1968). E. Abbate in drugi (1970) uporabljajo ime olistostroma kot sinonim za podvodni blatni tok. Ruski geologi so takšne usedline prej imenovali »tilitom podobni sedimenti« (N. M. Čumakov, 1965; I. N. Čerenkov, 1972; D. V. Postnikov in drugi, 1972). V zadnjem času pa z nekaterimi pridržki uporabljajo ime olistostroma (S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973). Pri nas so za kaotične sedimente v flišu iz okolice Anhovega uporabili ime olistostroma D. Skaberne (1973) ter D. Kuščer, N. Kuščer in D. Skaberne (1974).

G. Flores, ki je uvedel izraz olistostroma (1955, v E. Abbate in drugi, 1970) poudarja, da te sedimente karakterizira litološka in petrografska heterogenost materiala, ki je ponavadi popolnoma premešan in odložen kot semifluidno telo. Olistostrome nastajajo v zaporedju normalnih sedimentov in so dovolj obsežne, da jih lahko kartiramo. Ne kažejo prave plastovitosti, razen morebitnih

velikih vključkov prej plastovitega materiala. V vsaki olistostromi ločimo osnovo, sestavljeno iz prevladujočega heterogenega pelitskega materiala, v katerem so vključeni odlomki trših kamenin. To osnovno definicijo so v zadnjih letih različni raziskovalci bistveno razširili in dopolnili. Najpomembnejše dopolnitve Floresove definicije lahko združimo v naslednjih točkah:

a) Največja doslej ugotovljena dolžina drsenja materiala je 200 km. Olistostrome nastajajo tudi pri lokalnih, neznatnih zdrsih (K. Görler in K. J. Reutter, 1968).

b) Debelina olistostrom je lahko nekaj decimetrov do več kot dva kilometra (K. Görler in K. J. Reutter, 1968).

c) Izključno ekstraformacijski izvor komponent (E. Abbate in drugi, 1970).

d) Olistostrome imajo lahko tudi monolitološko sestavo (A. Jacobacci, 1965).

e) Ni nujno, da prehajajo olistostrome navzgor in navzdol zvezno v prikamenine. Običajno je spodnja meja ostra, zgornja pa postopna (K. Görler in K. J. Reutter, 1968; S. V. Ružencev in I. V. Hvorova, 1973).

Če upoštevamo zgoraj naštetе dopolnitve, lahko imenujemo sedimente s kaotično teksturo v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku v splošnem mikstite, njihov dobršen del pa olistostrome. Druge sedimente s kaotično teksturo, ki ne ustrezajo povsem zgoraj navedeni definiciji pravih olistostrom, bomo imenovali intraformacijske olistostrome. Kot bomo videli iz naslednjih odstavkov, so to pravi intraformacijski sedimenti, ki pa so po genezi in teksturi povsem podobni olistostromam.

Po G. Floresu (1955, E. Abbate in drugi, 1970) naj bi vse nezaobljene vključke, ne glede na njihovo velikost, ki so popolnoma samostojni in so nastali po drsenju, imenovali olistolite. Enakega mišljenja sta tudi K. Görler in K. J. Reutter (1968). Pri obravnavi naših olistostrom bomo upoštevali novejšo klasifikacijo vključkov (E. Abbate in drugi, 1970), ki se nam zdi primernejša. Italijanski geologi, ki so se doslej s tovrstnimi sedimenti največ ukvarjali, so predlagali za večje vključke — nad 4 m v premeru — ime olistolit, za manjše pa klast. O tej meji so izrazili pomisleke že nekateri ruski raziskovalci (S. V. Ružencev in I. V. Hvorova, 1973). Tudi za naš tip olistostrom je ta meja verjetno previsoko postavljena. Upoštevati je treba, da je velikost vključkov odvisna predvsem od petrografske sestave sedimentov, ki zdrsijo, ter energije okolja, v katerem je blatni tok nastal. Ti pogoji pa so za vsako olistostromo gotovo drugačni. Da ne bo še večje zmede v že tako zapleteni problematiki, bomo obdržali pri obravnavanju olistostrom v idrijskem rudišču kar italijansko razmejitve med klasti in olistoliti.

Lega olistostrom v idrijskem rudišču

Sedimenti s kaotičnimi teksturami so razviti v dveh različnih delih idrijskega rudišča, in sicer na območju, ki ga imenujemo »Talnina«, ter v tektonski enoti Karoli. Genezo in lego obeh omenjenih območij v idrijskem srednjetriadnem tektonskem sistemu (sl. 1), kakor tudi njihovo današnje lego v strukturi rudišča (sl. 2) ter v širši zgradbi idrijsko žirovskega ozemlja so obravnavali I. Mlakar (1967, 1971), L. Placer (1973) ter L. Placer in J. Čar (1975). V naslednjih

odstavkih bomo navedli le tiste podatke iz omenjenih del, ki so nujno potrebni za razumevanje geneze obravnavanih sedimentov.

Poudariti je treba, da so triadni odnosi med posameznimi tektonskimi enotami v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku (sl. 1) še ohranjeni v zgradbi idrijskega rudišča, le splošna prostorska orientacija nekaterih delov je zaradi kasnejših tektonskih premikov precej drugačna (sl. 2).

»Talnina«, kot imenujemo 600 do 700 metrov širok južni in osrednji del nekdanjega idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (sl. 1), je ohranila v današnji zgradbi rudišča prvotno lego (sl. 2). Na južni strani jo loči od tako imenovanega južnega praga normalni triadni prelom Veharše. Z druge strani je omejena s tektonsko enoto Čemernik, ki ima danes subhorizontalno lego kot vsi ostali deli srednjetriadnega tektonskega jarka, ki so ležali v triadni dobi severno od območja »Talnine«. Enoto Čemernik loči od »Talnine« srednjetriadni normalni prelom Čemernik, na drugi strani pa jo normalni prelom Karoli loči od tektonske enote Karoli (sl. 1) Pri terciarnih tektonskih premikih je bil zahodni del idrijskega tektonskega jarka odrezan ob narivni ploskvi; njegovega neposrednega nadaljevanja danes ne poznamo. Na vzhodni strani se bomo omejili le na študij sedimentov do močnega triadnega preloma »O«, ki je imel v triadi približno smer N-S in je torej vzporeden z našim profilom na sl. 1, zato ga nismo mogli prikazati. Na drugi strani preloma »O« so langobardski sedimenti že nekoliko drugače razviti kot v obravnavanem delu rudišča.

Pri »staroterciarnem« gubanju so zavzele plasti idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka v sekundarni gubi zgornjega krila velike polegale gube normalno, subvertikalno in inverzno lego (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1973). »Talnina« je z južnim pragom obdržala prvotno lego. Tektonski enoti Čemernik in Karoli sta se nahajali v prevojenem delu sekundarne gube in sta prešli v subhorizontalno lego (I. Mlakar, 1967; L. Placer, 1973). V času delovanja »staroterciarnе« tektonike je bilo rudišče s spodnje in zgornje strani omejeno z narivi, v »mladoterciarni« fazi pa še presekan s sistemom normalnih prelomov NW-SE. Najpomembnejša sta idrijski prelom, ki omejuje rudišče s severovzhodne strani, in prelom Zala, ki reže orudeno strukturo z jugozahodne plati. Del tektonske enote Karoli se je pri terciarnih premikih vrnil v subvertikalno lego.

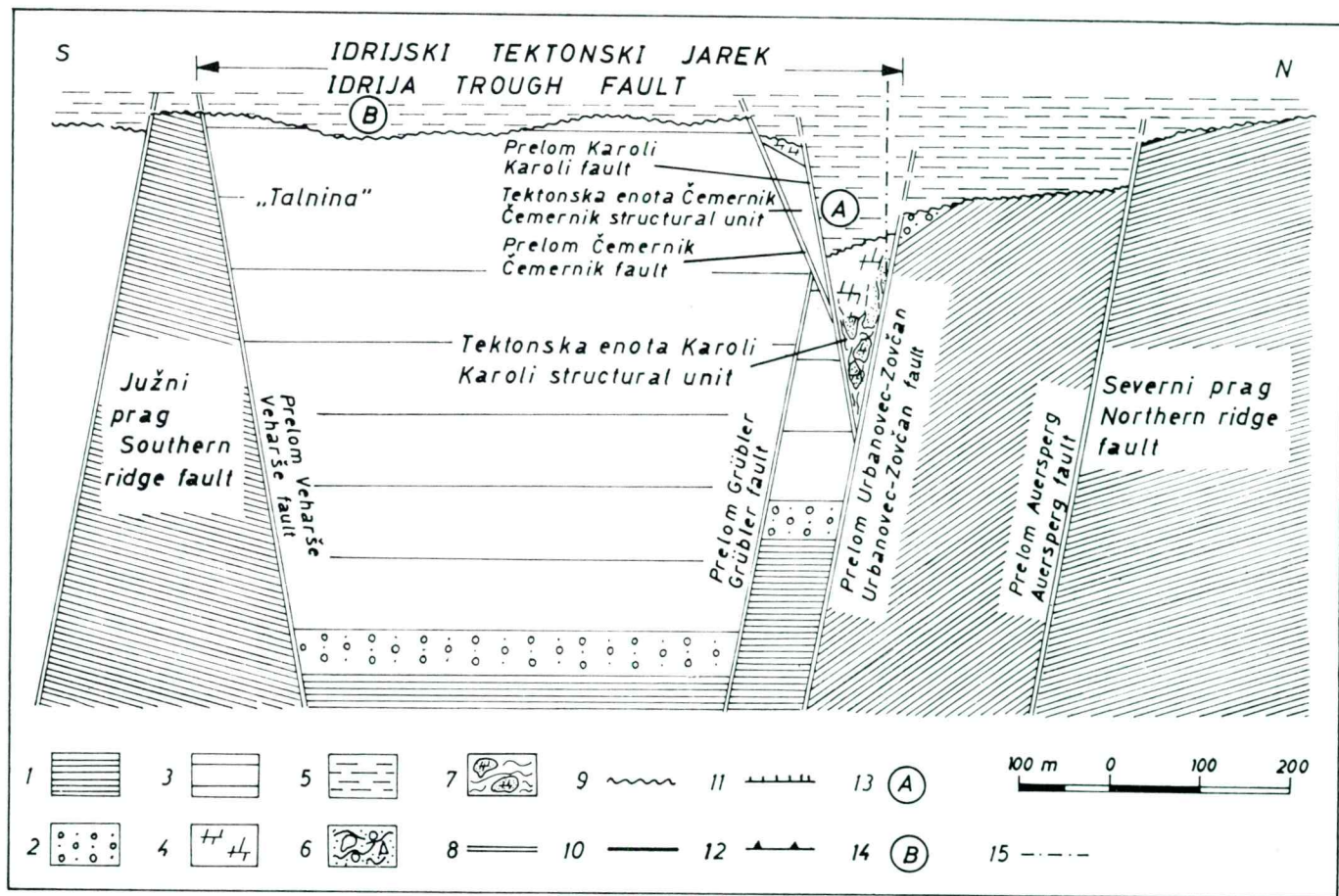
»Talnina« je danes odprta s številnimi rovi na višini III., IV., VI. in VII. obzorja, kjer smo lahko dodobra proučili ohranjene elemente triadne tektonike; zato v tem delu rudišča ni bilo težko rekonstruirati triadnih razmer. Mnogo več

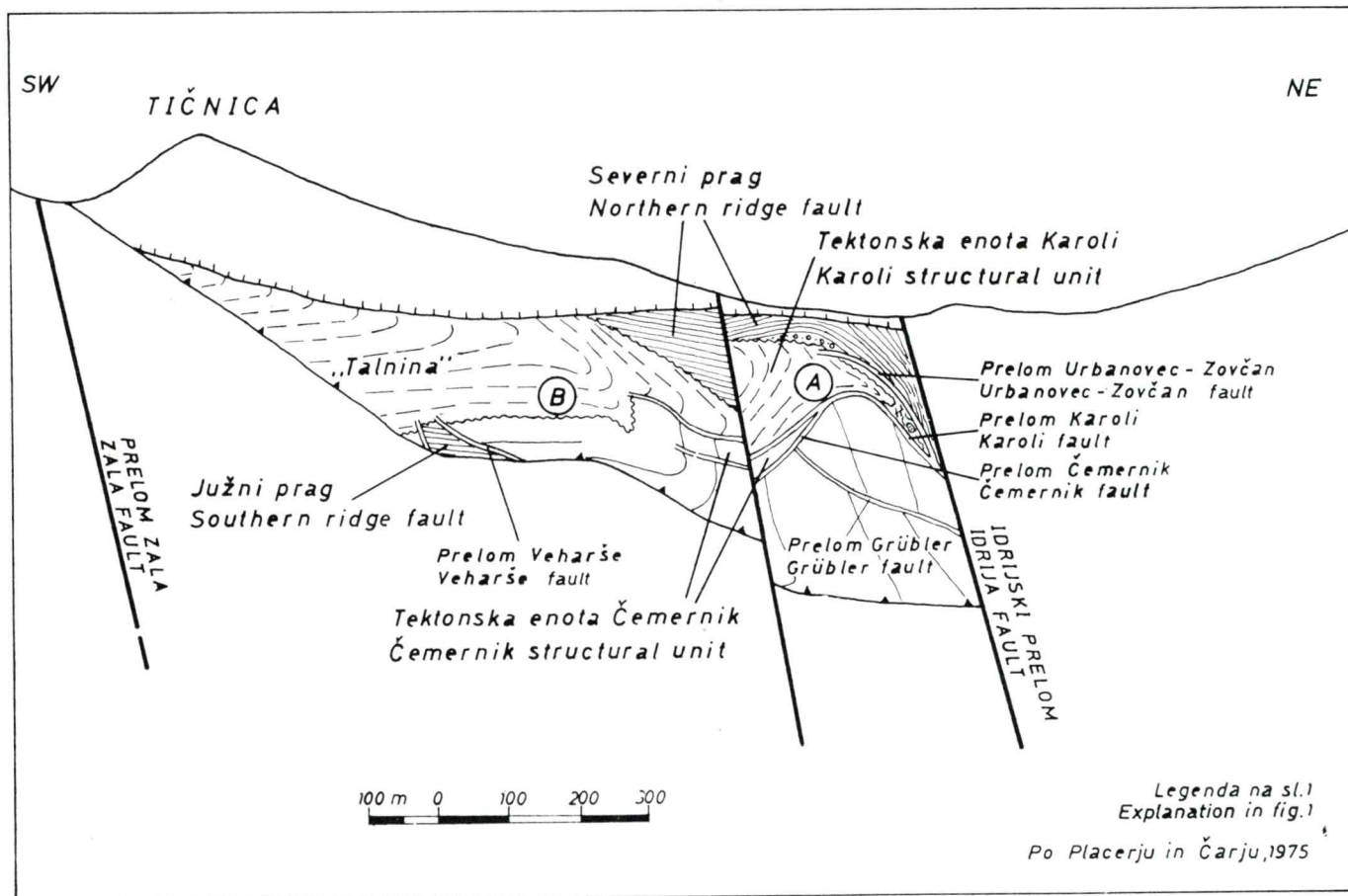
Sl. 1. Poenostavljen profil skozi idrijski srednjetriadni tektonski jarek konec langobardske dobe

Fig. 1. Generalized section through the Idrija Middle-Triassic trough-fault, at the end of the Langobardian period

1 Permokarbonske kamenine, 2 Grödenski peščenjak, 3 Zgornjepermske in skitske kamenine, 4 Anizični dolomit, 5 Langobardski in cordevolski sedimenti, 6 Olistostroma, 7 Srednjetriadna tektonska cona z vgnetenimi bloki milonitiziranega anizičnega dolomita, 8 Srednjetriadni prelom, 9 Srednjetriadna erozijska diskordanca, 10 »Mladoterciarni« prelom, 11 »Staroterciarni« nariv znotraj pokrova, 12 »Staroterciarni« meja pokrova, 13 Olistostroma v tektonski enoti Karoli, 14 Olistostroma v območju »Talnine«, 15 Profil prikazan na sliki 3

1 Carboniferous-Permian rocks, 2 Val Gardena sandstone, 3 Upper Permian and Scythian rocks, 4 Anisian dolomite, 5 Langobardian and Cordevolian sediments, 6 Olistostrome, 7 Middle-Triassic structural unit bearing rolled blocks of mylonitized Anisic dolomite, 8 Middle-Triassic fault, 9 Middle-Triassic erosional unconformity, 10 Late Tertiary fault, 11 Early Tertiary thrust sheet within the nappe structure, 12 Early Tertiary boundary of the nappe, 13 Olistostrome within the Karoli unit, 14 Olistostrome within the Talnina unit, 15 Section drawn in fig. 3



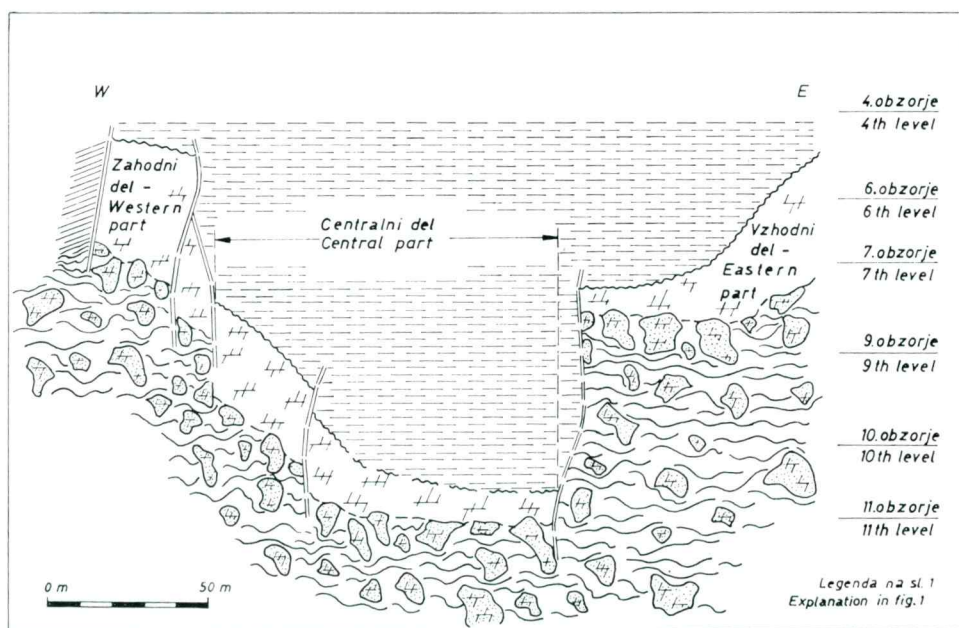


Sl. 2. Poenostavljen profil skozi idrijsko rudišče
Fig. 2. Generalized section through the Idrija ore-deposit

problemov smo imeli pri določevanju triadnih dimenzij in oblike enote Karoli. Zapletena terciarna tektonika in številni stari jamski zasipi so nam onemogočili izluščiti vse detajle nekdanjih razmer. Na sliki 3 vidimo stanje v najnižjih in srednjih delih tektonske enote Karoli po končani sedimentaciji langobardskih usedlin. Prvotno enoten blok anizičnega dolomita je bil že pri triadnem grezanju močno deformiran. Glede na triadno prostorsko lego ter razvoj sedimentov ločimo enoto Karoli na zahodni, centralni in vzhodni del. Zahodnega loči od centralnega močan triadni prelom s smerjo sever-jug, ob katerem sta bloka drsela v vertikalni smeri drug nasproti drugemu vsaj za 50 m (sl.3). V zahodnem delu se nahaja danes diskordanca aniz-langobard kakih 10 m pod višino IV. obzorja, v centralnem delu pa tik nad XI. obzorjem. Ali loči centralni del tudi od vzhodnega triadni prelom ali pa je nastala velika višinska razlika med njima zaradi terciarnih tektonskih premikanj, ni bilo mogoče ugotoviti. Ta območja v rudišču danes niso dostopna.

Na zahodni strani se končuje tektonska enota Karoli ob triadnem prelomu, ki ga še nismo poimenovali. Na južni in severni strani jo omejujeta, kot smo že omenili, močna normalna triadna preloma Karoli, oziroma Urbanovec-Zovčan, ki se v vzhodnem delu združita v močni prelomni coni z vgnetenimi milonitiziranimi lečami anizičnega dolomita. Tudi anizični dolomit centralnega dela se ob prelomih izklinja navzdol. Struktura prehaja v močno tektonsko cono z vgnetenimi zdrobljenimi bloki anizičnega dolomita (sl.1 in 3).

Čeprav je tektonska enota Karoli izredno zapletena, lahko vendarle sklepa-mo, da ima dno obliko nepravilne elipse z daljšo osjo približno 200 m in krajšo



Sl. 3. Profil skozi tektonsko enoto Karoli

Fig. 3. Section through the Karoli structural unit

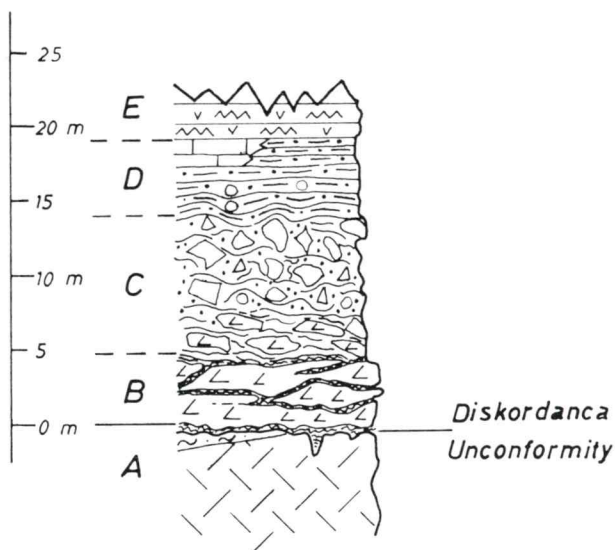
50 do 60 m. V spodnjih delih, kjer so razviti kaotični sedimenti, se dolžina tektonske enote Karoli ne spreminja, širina pa se poveča na približno 70 do 80 m. V današnji zgradbi rudišča se nahajajo obravnavani sedimenti med X. in IV. obzorjem (sl. 2).

Opis kaotičnih sedimentov v »Talnini«

Langobardske plasti se v »Talnini« zaradi specifičnih pogojev usedanja po debelini in zaporedju členov zelo hitro spreminjajo. Neposredno nad diskordanco leži ponekod nekaj deset centimetrov tufita; povečini pa svetlo sivi langobardski dolomit ali sediment s kaotično teksturo, ki prehaja v plasti skonca (sl. 4). Skupna debelina olistostrom in plasti skonca je 20 do 25 m. Sledi še 50 do 80 m tufita (I. Mlakar, 1967), ki je najvišji člen langobardskih plasti v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku.

Na območju »Talnine« najdemo kaotične sedimente v obliki leč, katerih daljše osi imajo danes smer NW-SE. Njihove prvotne orientacije v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku zaradi zapletenih terciarnih premikov sicer natančno ne poznamo, menimo pa, da se bistveno ni spremenila.

Leče kaotičnih sedimentov dosežejo največjo dolžino v smeri NW-SE, in sicer celo 100 m, medtem ko v širino ne presegajo 30 m. Debelina leč je največ 10 m. Omenjene sedimente smo opazovali v številnih progah na VI., IV. in III. obzorju ter še posebno lepo na 12. in 13. etaži odkopnega polja Talnina. Zanimive podatke o strukturi ter lateralnih prehodih smo dobili tudi pri vrtanju rudnega telesa Talnina.



Sl. 4. Profil langobardskih usedlin na območju »Talnine«

Fig. 4. Section showing the Langobardian sediments of the Talnina unit

A Zgornjeskitski dolomit in skrilavec, B Langobardski dolomit z drsnimi teksturami, C Intraformacijska olistostroma, D Plasti skonca, E Tuf in tufit
A Upper Scythian dolomite and shale, B Langobardian dolomite showing slump structures, C Intraformational olistostrome, D Skonca beds, E Tuff and tuffite

Sedimenti s kaotično teksturo ležijo le ponekod na langobardskem svetlo sivem, zrnatem, tu in tam poroznem dolomitu, sicer pa diskordantno na zgornjeskitskem zrnatem dolomitu z značilnimi prevlekami pilolita ter na zgornjeskitskem sivkasto zelenem skrilačcu z lečami dolomita. Na IV. obzorju je ponekod pod mikstiti ohranjen tudi zgornjeskitski laporasti apnenec ali celo anizični dolomit. Diskordanca med zgornjeskitskimi kameninami in langobardskimi sedimenti je povsod lepo vidna. Pod langobardskim dolomitom jo karakterizira nekaj milimetrov do več centimetrov temno zelene gline (sl. 4). V glavni progi na IV. obzorju opazujemo močno razgibano diskordančno ploskev, nad katero je bilo odloženo 30 cm drobozrnatega tufskega peščenjaka.

Svetlo sivi, masivni, grobozrnati, ponekod porozen langobardski dolomit, ki doslej še ni bil najden, je ohranjen v obliki nepravilnih leč debelih do 9 m (VI. obzorje, NW od slepega jaška Talnina) in ima povečini izrazito intraklastično strukturo. Po R. L. Folkovi (1969) klasifikaciji ga označujemo kot debelo do srednje kristalasti intraklastični dolomit (Vi:D₅) ali celo dolorudit. Navzgor in lateralno prehaja zvezno, skorajda neopazno, prek vseh stopenj intraklastične strukture v grobo intraklastično brečo, ta pa v kamenino z drsnimi teksturami (sl. 5, 6 in 8a), ki končno prehaja v sedimente s kaotično teksturo (sl. 7). V bližini kontakta z brečastim dolomitom so razpoke med drsniki (M. N. Dimitrijević, M. D. Dimitrijević, B. Radošević, 1967) le neznatne. Opazimo



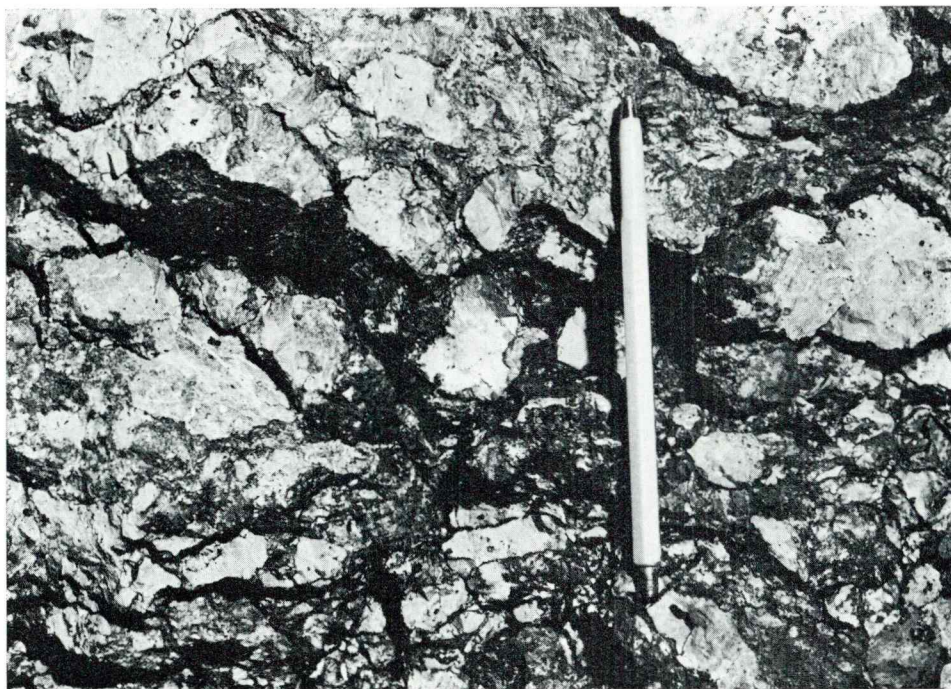
Sl. 5. Langobardski dolomit na območju »Talnina« z nakazano drsno teksturo
Fig. 5. Langobardian dolomite showing slump structure within the Talnina unit

jih le zaradi infiltracije bituminozne mase (sl. 6). Z oddaljenostjo od neporušnega dolomita se razpoke širijo in infiltriranega glinastega-bituminoznega materiala je vedno več. Drsniki so v bližini leč še jasno usmerjeni vzporedno z diskordanco (sl. 8a) in se po obliki bolj ali manj tesno prilagajajo drug drugemu. Včasih drsniki še niso povsem ločeni in prehajajo drug v drugega ter imajo nepravilne lečaste oblike. V tej fazi še lahko dosežejo velikost 1,5 m. Drsniki dalje bočno prehajajo v klaste paralelepipednih, trapezoedričnih ali povsem nepravilnih podolgovatih oblik, ki brez reda plavajo v vezivu (sl. 7, 8a in b).

Vezivo je največkrat črn bituminozen glinast ali meljast material z večjo ali manjšo primesjo karbonatov in tufskega materiala. Z oddaljenostjo od dolomita se v bočni smeri odstotek veziva večja, tako da ga je končno 50 do 70 odstotkov.

Po vertikali so razmere nekoliko drugačne. Langobardski dolomit in nekateri drsniki pogosto prehajajo v vezivo, in sicer tako, da je v dolomitna polja, ki so močno porozna, vključeno vezivo. Konture dolomitnih polj so tu in tam že močno zabrisane.

Više so klasti vedno manjši in redkejši. Vmes se pojavljajo tudi bolj ali manj zaobljeni prodniki skitskih kamenin. Vezivo je vedno bolj urejeno in glinasto meljasta masa fluidalno obkroža klaste. Končno prehaja kamenina v skrilavec in meljevec skonca ali tufit z ekstraklasti. Ponekod je vezivo temno sivo, apneno in prehaja v klastični laporasti apnenec z redkimi dolomitnimi ekstraklasti (sl. 4).



Sl. 6. Drsniki langobardskega dolomita na območju »Talnine«

Fig. 6. Slump balls originating from Langobardian dolomite within the Talnina unit



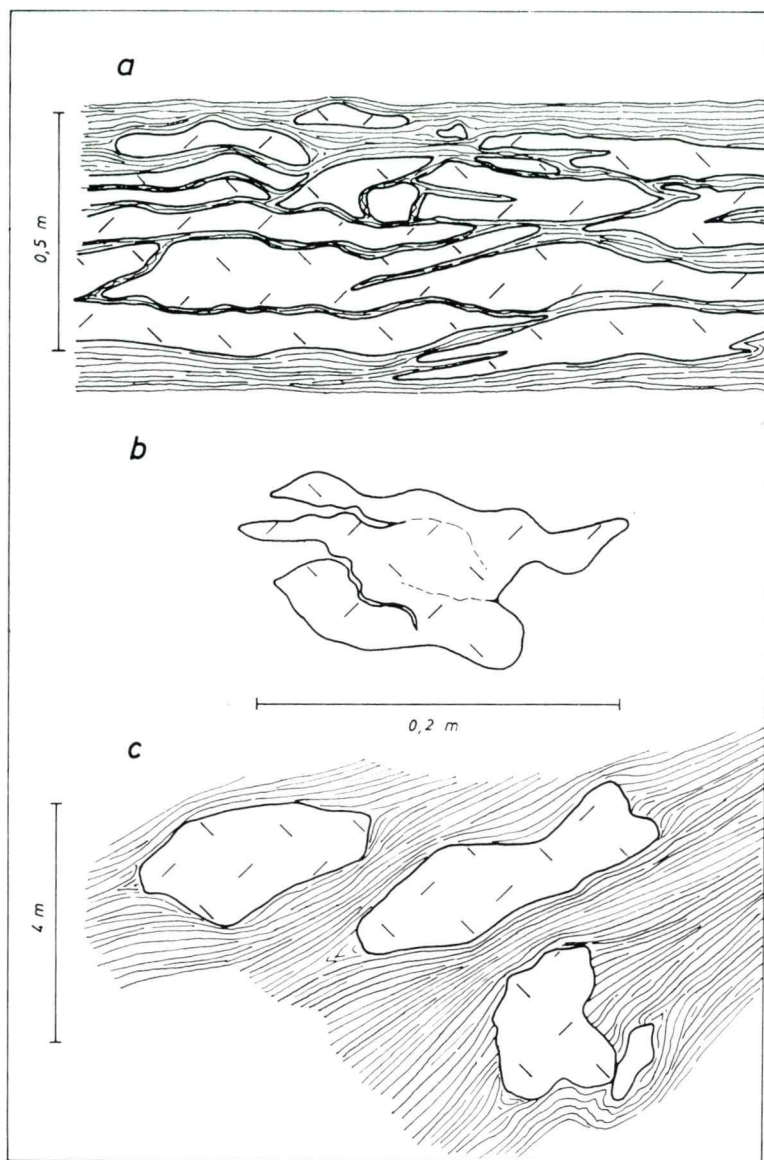
Sl. 7. Intraformacijska olistostroma. Detajl čela rova pri slepem jašku Vončina na IV. obzorju

Fig. 7. Intraformational olistostrome from the face of the gallery at the Vončina blind shaft of the 4th mine level

Geneza intraformacijskih olistostrom v »Talnini«

Prostorska razporeditev in medsebojni prehodi sedimentov v »Talnini« nam kažejo na njihovo tesno genetsko zvezo. »Talninski« mikstiti so nastali s podvodnim drsenjem, ki je prešlo ponekod v podvodno plazenje (R. H. D o t t , 1963; K. G ö r l e r in K. J. R e u t t e r , 1968). Tako dobimo v končni fazi plazenja sedimente s kaotično teksturo, ki so enaki olistostromam, ne ustrezajo pa, kot smo že poudarili, povsem definiciji pravih olistostrom. Premaknjene kamenine s kaotično teksturo so namreč ostale v istem stratigrafskem nivoju, tako da je njihov lateralni ekvivalent v našem primeru bodisi neporušen dolomit ali dolomit z drsnimi teksturami. Klasti so torej vedno iz langobardskega dolomita. Zato ni izpolnjen pomemben definicijski pogoj za olistostrome o splošnem ekstraformacijskem izvoru komponent.

Opisane intraformacijske olistostrome se bistveno ločijo od intraformacijskih breč in prav tako od intraformacijskih konglomeratov (K. G ö r l e r in K. J. R e u t t e r , 1968), ki nastajajo pri intraformacijskih plazovih prodnih nanosov. V ruski literaturi dobimo za tovrstne sedimente izraz »tiloidi pogreznja« (N. M. Č u m a k o v , 1965).



Sl. 8 a) Prileganje langobardskih dolomitnih drsnikov v »Talnini«
 b) Značilno izoblikovan klast iz intraformacijske olistostrome v »Talnini«
 c) Dolomitni olistoliti v peščeno-glinasti osnovi v olistostromi tektonske enote Karoli

Fig. 8 a) Slump balls shortly after the breaking of Langobardian dolomite
 b) Lumpy clast from the intraformational olistostrome within the Talnina unit
 c) Dolomite olistoliths in the sandy argillaceous material of the olistostrome from the Karoli unit

Ko je bil dolomit v spodnjem delu že dobro konsolidiran, v zgornjem pa manj, je prišlo zaradi tektonskih premikov do večjih sprememb morskega in kopenskega reliefa. Dolomitna masa je začela drseti po diskordančni ploskvi v lokalne kotanje. Nastali so dolomitni drsniki in drsne teksture v dolomitu. Istočasno je začel prihajati z bližnjega kopnega bituminozni glinasti in tufski material, ki je zapolnjeval nastale razpoke med drsniki in klasti. V zgornjem delu nekonsolidirane dolomitne mase so nastali zanimivi zvezni prehodi med dolomitom in črnim bituminoznim glinastim skrilavcem.

Premiki znotraj zdrsele mase so sorazmerno majhni. Sodimo, da dosežejo največ nekaj 10 metrov. Od dolžine premika je odvisno, ali so v sedimentih razvite le drsne teksture, ali pa se je dolomit deformiral do take mere, da so nastale intraformacijske olistostrome.

V našem primeru so zdrsele nekaj metrov debele plasti delno litificiranih kamenin. Ker je diskordančna ploskev močno razgibana in je bilo na njej odloženo le nekaj milimetrov do nekaj centimetrov glinastega materiala, menimo, da je bil naklonski kot pobočja velik. Tesna zveza intraformacijskih olistostrom s tufskimi sedimenti nas opozarja na pomembno vlogo vulkanskega delovanja ter spremljajoče potresne aktivnosti pri nastanku sedimentov v »Talnini«.

Olistostrome v tektonski enoti Karoli

Iz prehodov med bazalnimi litološkimi členi langobardskih plasti na območju enote Karoli sklepamo, da je bil na erodiranem anizičnem dolomitu odložen sivi zrnati ponekod porozni dolomit, kakršnega smo že opisali pri obravnavanju razmer v »Talnini«, dalje dolomit z ekstraklasti, kaolinitne usedline z lečami dolomita ali konglomerata ter ponekod konglomerat. Našteti litološki členi se med seboj prepletajo. Zaradi diferencialnega gibanja posameznih blokov znotraj tektonske enote Karoli po končani sedimentaciji so pretrpele bazalne tvorbe različne spremembe. Najpreprostejše razmere so na zahodnem delu (sl. 3), kjer je bil odložen le langobardski dolomit in dolomit z ekstraklasti. Ker je bil blok malo nagnjen proti vzhodu, ni prišlo do večjega drsenja. Kamenino preprezajo do 1 cm široke razpoke pravokotno na plastovitost, ki so bile zapoljene z dolomitom ali glinasto snovjo. Dolomit prehaja navzgor (pod IV. obzorjem) postopno v dolomit z ekstraklasti, sledi mu konglomerat. Proti centralnemu delu območja Karoli prehaja langobardski dolomit postopno v olistostromo (sl. 3).

V ostalih delih območja Karoli so razmere dosti bolj zapletene. Na vzhodnem bloku, močno nagnjenem proti centralnemu delu Karolija, je zdrsel celoten langobardski dolomit po diskordančni ploskvi. V tistem delu, ki je najbližji centralnemu delu in je torej najgloblje pogreznjen (sl. 3), so v spodnjem delu langobardskega dolomita nastale drsne teksture, zgornji del dolomitnega horizonta pa je prešel v intraformacijsko olistostromo. Lateralno se ti sedimenti vežejo s podobnimi, ki so razviti v centralnem delu tektonske enote Karoli (sl. 9). Nepravilni drsniki se stikajo med seboj, ali pa so že povsem ločeni drug od drugega s skrilavim kaolinitnim vezivom. Zanimivo je, da je zaradi usmerjenosti drsnikov vzporedno z diskordanco videti, kot da je sediment plastovit, čeprav je bil dolomit pred drsenjem masiven.

V višjih delih vzhodnega dela tektonske enote Karoli (odkopno polje Urban VI/6) najdemo med dolomitnimi tudi že drsnike konglomerata različnih dimenzij,

ki prav tako plavajo v glinasto peščeni osnovi s fluidalno teksturo. Če upoštevamo le majhne premike — nekaj 10 m — nam položaj konglomeratnih drsnikov pojasnjujejo večje koncentracije dobro zaobljenih prodnikov zgornjeskitskih kamenin in anizičnega dolomita, ki se pojavljajo kot manjše leče v langobardskem dolomitu. Mehansko manj odporna obrobja konglomeratnih leč so bila dobra predispozicija za drsne ploskve. Pogosto pa so potekale drsne ploskve tudi po dolomitu in v takih primerih opazimo v drsnikih večja polja dolomita. Nad tem horizontom ležijo v višini 5. etaže odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem 20 cm ali pa celo 2 do 4 m dolgi in do 1 m debeli bloki langobardskega dolomita, ki se sicer nahaja pod konglomeratnimi plastmi. Bloke obdaja glinasto peščena osnova s fluidalno teksturo. Položaj teh blokov smo pojasnili šele z opazovanjem razmer na 6. etaži odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem. Langobardski dolomit je zdrsel v celoti, in sicer čez konglomeratne plasti, ki so nekoliko mlajše od dolomita. Tako lahko v tem primeru govorimo o pravih olistolitih, čeprav znaša premik le nekaj 10 m.

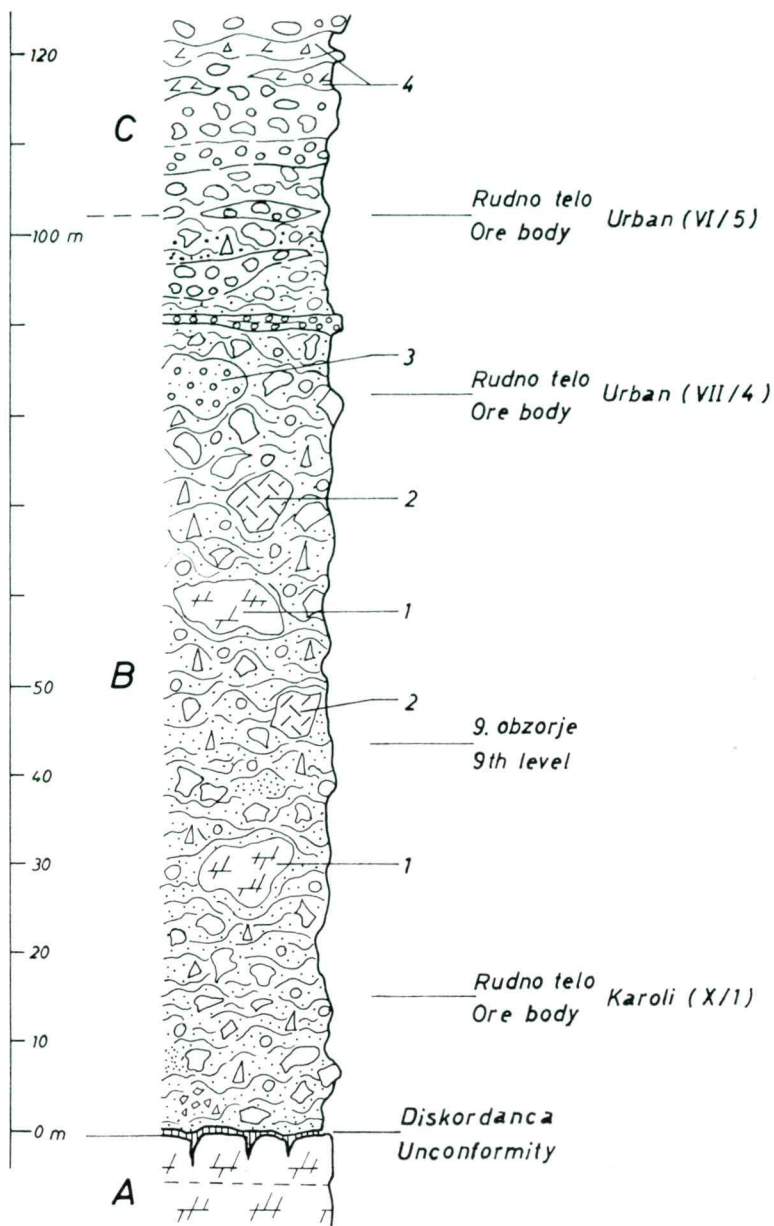
V najvišjih delih obravnavanega območja (na III. obzorju pri slepem jašku Leithner) leže diskordantno na svetlo sivem grobozrnatem dolomitu najprej kaolinitne usedline in šele nad njimi konglomeratni drsniki, ki pa v tej višini ne prehajajo v olistostromo kot v nižjih delih, temveč v konglomerat z lečami svetlega dolomita (sl. 9).

Najnižja območja centralnega dela tektonske enote Karoli danes niso dostopna; zato ni bilo mogoče ugotoviti, kakšni langobardski sedimenti so razviti neposredno nad diskordanco, če je seveda ta ohranjena. V višini X. obzorja (na 1. etaži odkopnega polja Koralna ruda na X. obzorju), kjer je najnižje danes dostopno mesto na območju Karoli, so že razvite olistostrome. Njihova posebnost je velik odstotek prodnikov, ki so povečini nepravilno razporejeni med olistoliti in klasti. Ti, za centralni del Karolija zelo značilni sedimenti, se pojavljajo vsaj od višine X. obzorja pa do višine 5. etaže odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem (sl. 9).

Razporeditev, sestava, premer, zaobljenost in količina olistolitov, klastov ter prodnikov se pogosto spreminjajo. Po predlagani italijanski definiciji velikosti olistolitov so olistoliti sorazmerno redki, drugod pa manjkajo. Doslej smo opazovali olistolite grödenskega peščenjaka, oolitnega apnenca, anizičnega dolomita in langobardskega dolomita (sl. 9, 8c in 10). Olistoliti so posebno lepo vidni na IX. in VII. obzorju ter na 4. etaži Urban nad VII. obzorjem, 5. etaži odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem ter 5. etaži rudnega telesa Sebastijan nad VI. obzorjem.

Litostratigrafska sestava klastov je bolj pestra. V olistostromi centralnega dela Karolija smo našli klaste iz naslednjih kamenin: permokarbonskega meljevca in peščenjaka, grödenskega peščenjaka, različnih skitskih kamenin, anizičnega dolomita, langobardskih kaolinitnih usedlin, konglomerata in langobardskega dolomita (sl. 11 in 12).

Kot prodniki se pojavljajo različne zgornjeskitske kamenine, anizični dolomit in langobardski dolomit. Odstotek prodnikov v zgornjem delu olistostrome se navadno veča, klastov pa manjša. Prav tako se po vertikali veča zaobljenost prodnikov. Redke, toda idealno zaobljene prodnike zgornjeskitskih kamenin najdemo tudi v najnižjih delih olistostrome. V glavnem dosežejo 1. do 3. stopnjo zaobljenosti, kar kaže na transport nekaj 100 m ali največ nekaj kilometrov.



Sl. 9. Profil langobardskih bazalnih kamenin v severnem obrobju centralnega dela tektonske enote Karoli

Fig. 9. Section showing the basal Langobardian series from the northern border of the central part of the Karoli unit

A Anizični dolomit, B Olistostroma, C Langobardski konglomerat z lečami dolomita, 1 Olistoliti anizičnega dolomita, 2 Olistoliti skitskih kamenin, 3 Olistoliti grödenskega peščenjaka, 4 Langobardski intraklastični dolomit s prodniki

A Anisic dolomite, B Olistostrome, C Langobardian conglomerate with dolomite lenses, 1 Olistoliths of Anisic dolomite, 2 Olistoliths of Scythian rocks, 3 Olistoliths of Val Gardena sandstone, 4 Langobardian intraclastic dolomite with gravel

Za najnižje dele olistostrome je značilno, da sestojijo iz sorazmerno majhnih klastov (največ 25 cm v premeru), ki brez kakršnega koli reda plavajo v vezivu (sl. 11). Prevladujejo odlomki langobardskega dolomita, redkejši so kosi zgornjeskitskih in permokarbonskih kamenin in grödenskega peščenjaka. Opazujemo celo območja, ki sestojijo izključno iz klastov langobardskega dolomita. Ta sediment je enak intraformacijskim olistostromam iz »Talnine« in vzhodnega dela tektonske enote Karoli, vsebuje pa tudi prodnike. V splošnem lahko ugotovimo, da kažejo klasti iz centralnega dela Karolija na nekoliko daljši transport kot vključki iz drugih omenjenih lokacij. Genetsko med njimi ni razlike. Lateralno se vežejo na dolomit z drsnimi teksturami vzhodnega bloka območja Karoli.

Ponekod so klasti in prodniki odloženi zelo nagosto, tako da je veziva le kakih 30 %, drugod pa ga je celo do 70 % (sl. 11). V višjih delih centralnega dela Karolija se procent langobardskega dolomita zelo zmanjša in klasti v olistostromi so dosti manj sortirani. Sestojijo iz stratigrafsko starejših kamenin, njihova velikost pa je zelo različna.

Osnova je v spodnjem delu olistostrome temno rjava, temno siva ali ponekod skoraj črna peščeno meljasta glinasta masa. Sestava osnove se spreminja od glinastega peščenjaka do peščenega meljevca in peščenega skrilavca. Hitre spremembe opazujemo tako v vertikali kot tudi v horizontali. Zelo redko so zrna v osnovi toliko sortirana, da bi lahko govorili o pravem peščenjaku, meljevcu ali skrilavcu. Pod mikroskopom opazujemo precej kremenca, kalcedona, pirita, sljudo, ponekod velika zrna plagioklazov, precej organske primesi in karbo-natnih vključkov.

V zgornjih delih južnega obrobja tektonske enote Karoli prehaja olistostroma zvezno v kamenine, ki se po notranji razporeditvi vključkov sicer ločijo od že opisanih, vendar jih po osnovnih značilnostih še prištevamo med olistostromne sedimente. Kot vključki se pojavljajo klasti ali prodniki, ki so lečasto razporejeni v vezivu. Olistolitov tu ni več. Vezivo bi lahko še vedno označili kot meljasto peščeno glinasto maso, čeprav peščena frakcija močno prevladuje. Na številnih mestih prehaja vezivo v peščenjak ali glinasti peščenjak.

Te kamenine dosežejo največjo debelino ob južnem obrobju Karolija, in sicer okrog 40 m (sl.1). V nižjih delih obrobja, ki leži v današnji zgradbi rudišča zaradi zapletenih terciarnih tektonskih premikanj na višini III., IV. in VI. obzorja, se obravnavani sedimenti ob normalnem triadnem prelomu Čemernik naslanjajo na spodnjeskitski skrilavec z oolitnim apnencem, v severnem delu območja Čemernik pa so bili odloženi diskordantno na zgornjeskitskem dolomitu in skrilavcu. Danes so ti deli tektonske enote Čemernik dostopni na etažah odkopnih polj Urban, Trije kralji in Vsi Sveti. Bočno, proti severnemu obrobju Karolija, prehaja olistostroma v konglomerat, ki je značilen za razvoj langobarda v idrijskem rudišču (sl.1).

Prodniki zgornjeskitskih kamenin, anizičnega in langobardskega dolomita, ki se pojavljajo v lečah, so povečini idealno zaobljeni. Zanimivo je, da se kot klasti pojavljata le anizični in langobardski dolomit.

V spodnjih nivojih je ponekod klastov in prodnikov toliko, da vezivo ne pre-sega 20 do 30 odstotkov, medtem ko jih je drugod le nekaj odstotkov. Vključki so koncentrirani v obliki nepravilnih leč, ki so ponekod dolge in debele le nekaj decimetrov, drugod pa tudi do 10 metrov. Imajo razpotegnjeno daljšo os v smeri NE-SW. Urejenosti klastov oziroma prodnikov znotraj leč nismo opazili. Ponekod

so se formirala gnezda povsem nepravilnih oglatih zrn v velikosti 0,3 do 0,5 cm pa tudi manj. V njihovi neposredni bližini imamo leče drobnozrnatega konglomerata ali peščenjaka. Niso redka območja, kjer opazimo, v peščenoglinastem vezivu na površini tudi več kvadratnih metrov le nekaj klastov ali redke prodnike. Včasih tudi ti manjkajo ali pa plava v vezivu večji klast. V zgornjem delu sedimentov so pogostni lepo zaobljeni prodniki pirita. Nastali so z dezintegracijo permokarbonskih in langobardskih kaolinitnih usedlin, ki vsebujejo številne leče



Sl. 10. Olistolit anizičnega dolomita na 6. etaži rudnega telesa Sebastijan nad VI. obzorjem

Fig. 10. Olistolith of Anisic dolomite from the Sebastian ore-body above the 6th mine level

singenetskega pirita. Proti severnemu obrobju območja Karoli prehaja olistostroma v običajen nesortiran konglomerat.

V splošnem se število vključkov navzgor manjša in so vedno manjših premerov; začenjajo prevladovati prodniki, klasti pa so v zgornjem delu že izredno redki.

Doslej opisani sedimenti prehajajo navzgor v polimiktni peščenjak, ki sestoji iz nesortiranih delcev kremenca, sljude in karbonatov. Je temno siv ali rjav in pogosto grobozrnat. V zgornjih delih se zrna počasi urejajo in na območju odkopnega polja Trije Kralji prehajajo v debeloplastovit trd kremenov peščenjak in končno v sedimente zgornjega horizonta skonca.



Sl. 11. Značilna slika olistostrome v tektonski enoti Karoli

Fig. 11. Characteristic features of the olistostrome within the Karoli unit



Sl. 12. Klasti zgornjeskitskega, anizičnega in langobardskega dolomita v čelu odkopa na etaži Sebastijan VI/6

Fig. 12. Clasts of Upper Scythian, Anisic and Langobardian dolomite from the stope in the Sebastian ore-body

Geneza olistostrom v tektonski enoti Karoli

Spodnji del langobardskih kamenin je v tektonski enoti Karoli enako razvit kot v »Talnini«. V zahodnem delu opazujemo dolomit z drsnimi teksturami. Njegovo genezo smo že razložili pri obravnavi razmer v »Talnini«. Na vzhodnem delu so langobardski sedimenti zdrseli v celoti. Delno so ostali na istem kraju območja Karoli, in sicer kot intraformacijske olistostrome, dobršen del kamenin pa je zdrsel v obliki podvodnega plazov in zapolnil najnižji del centralnega območja Karoli. Zaradi tega nas ne preseneča, da najdemo ponekod izključno langobardske klaste ali pa ti prevladujejo. Redki dobro zaobljeni prodniki langobardskih in zgornjeskitskih kamenin kažejo na ponovno aktiviranje denudacijskih procesov na območju »Talnine«, kjer so bile te kamenine nad erozijsko bazo.

Srednji del olistostrome se loči od spodnjega po veliki raznolikosti klastov tako po litološki kot tudi po stratigrafski plati. V času nastanka tega dela olistostrome so bila obsežna območja severnega praga na kopnem. Razgaljeni so bili različni permokarbonski členi, tik nad robom jarka pa tudi kompaktnější gródenski peščenjak. S te in severozahodne strani je prihajal z občasnimi plazovi material dezintegriranih permokarbonskih kamenin, ki se je zaradi zelo kratkega

transporta — nekaj 100 m — le malo spremenil. V peščenomeljastih glinastih plazovih so bili vključeni prodniki in klasti, ki so jih vode odlagale v bližini obale na nestabilnem obrobju jarka, ali pa se je material kopičil kot grušč, ki se je gravitacijsko kotalil v obrobne dele jarka. S severnega praga so prinašali plazovi tudi klaste permokarbonskega meljevca in olistolite grödenskega peščenjaka.

Območje Čemernik je dajalo klaste langobardskih kamenin, predvsem pa klaste in olistolite anizičnega dolomita, skitskega oolitnega apnenca ter klaste zgornjeskitskega dolomita in skitskega skrilavca. Istočasno so se sproževali tudi plazovi na zahodni in morda tudi na vzhodni strani, ki so vsebovali procentualno več klastov in prodnikov kot plazovi s severnega obrobja jarka. Osnovni material teh plazov je bil svetlo zelenkasto siv dezintegriran zgornjeskitski skrilavec. Tudi v teh plazovih tufske primesi niso redke.

Plazovi so drseli v kotanjo, široko komaj do 60 m in jo hitro zatrpavali. Material plazov se je med seboj mešal. V spodnjih delih še lahko opazujemo prepletanje, medtem ko vsebujejo zgornji deli olistostrome predvsem temnejši material, ki ima izvor na severnem pragu.

Pri obravnavi geneze zgornjih delov olistostrome moramo imeti pred očmi, da so sedimenti nastajali v sorazmerno majhnem in omejenem območju. Idrijski tektonski jarek je bil tedaj že precej napolnjen. Plazovi so bili le še občasni in so imeli manjšo hitrost. Vsaka leča ali plast prodnikov in klastov, ki se lateralno v vseh smereh izklinja, predstavlja samostojen zdrs v sedimentacijski bazen. Material — tako osnova kot vključki — so se očitno sortirali že na obrobju bazena. Končno so se premiki na območju idrijskega tektonskega jarka umirili, denudacija na kopnem se je zmanjšala in sedimentacija v bazenu je postajala enakomerna; na ta način lahko razložimo postopen prehod olistostrom v peščenjak skonca.

Nastanek olistostrom je vezan na območje orogenih con, antiklinal, na narivna čela in stopničasto zgradbo z občasnimi tektonskimi sunki. V našem primeru so verjetno podvodne blatne tokove povzročali občasni potresni sunki, ki so spremljali dogajanje v idrijskem srednjetriadnem tektonskem sistemu, in vulkansko delovanje v širši okolici. Zaradi zelo strmih pobočij tektonskega jarka pa bi mogli nastajati tudi gravitacijski plazovi brez tektonskega povoda.

O tem, pri kakšni hitrosti blatnih tokov naj bi nastale olistostrome, so mnenja zelo deljena. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so sedimenti s kaotično teksturo verjetno nastali pri hitrem drsenju podvodnih blatnih tokov.

Rekonstrukcija paleogeografskih razmer in kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka

Kakšne so bile paleogeografske razmere na območju idrijskega tektonskega jarka pred odložitvijo langobardskih sedimentov, lahko zanesljivo sklepamo iz odnosov med bazalnimi tvorbami in erodirano podlago ter iz sestave kamenin tik nad diskordanco.

Dobršen del langobardske dobe so bila območja severnega praga, tektonske enote Karoli, »Talnine« in južnega praga dvignjena nad erozijsko bazo (sl. 1). Sedimentacija je bila skozi ves langobard verjetno neprekinjena le v tistem

delu idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema, ki je ležal na drugi strani severnega praga in smo ga imenovali severno sedimentacijsko območje (L. Placer in J. Čar, 1975). Na to nam kaže litološki razvoj v pregledanih profilih in še posebno izredna debelina klastičnih sedimentov ter sestava prodnikov v konglomeratu (J. Čar, 1968). O razmerah v južnem sedimentacijskem območju še nimamo dovolj podatkov.

V prvi razvojni fazi idrijskega tektonskega jarka so bili na večjem delu območja med južnim in severnim pragom, ki je bilo široko le okoli 1,5 kilometra, razgaljeni zgornjeskitski litološki členi, in sicer sivi zrnati dolomit, zelenkasti skrilavec ter laporasti apnenec. V posameznih blokih, pogreznjenih ob prelomih E-W se je ohranil tudi anizični dolomit. Čeprav so nastali prelomi istočasno, so bili premiki ob njih po velikosti zelo različni. Območje Karoli se je ob normalnem prelomu Urbanovec-Zovčan na severni strani in normalnem prelomu Karoli na drugi strani pogreznilo vsaj za 750 m. Na to nam kaže tudi velika debelina anizičnega dolomita v nekaterih profilih, kjer se je ohranil celo v debelini 150 m. Ob manjših prelomih znotraj »Talnine« so znašali premiki le nekaj 10 m. V takih primerih debelina anizičnega dolomita ne presega 45 m.

Posamezni bloki so bili nagnjeni in delno erodirani; zato ležijo langobardski sedimenti v »Talnini« na dveh ali celo treh litostratigrafskih členih. Naklonski koti so bili sorazmerno majhni; dosegli so 30 do 35°. Na območju rudnega telesa Grübler je znašal kot le 23° (L. Placer, 1974—75). V tej prvi razvojni fazi je obstajal tudi že normalni prelom Čemernik. Po poteku erozijske površine ter ohranjenih litoloških členih sklepamo, da je bilo območje Čemernik nagnjeno proti severu (sl. 1).

Severno od tektonske enote Karoli, na območju severnega praga, je erozija že odstranila anizični dolomit, zgornje skitske in spodnjeskitske usedline ter zgornjepermski dolomit. Na površju so ležali permokarbonski skrilavec, meljevec in peščenjak ter ponekod grōdenski peščenjak. Enake razmere so bile tudi zahodno od preloma »O« na južnem permokarbonskem pragu.

V drugi razvojni fazi so bili posamezni deli »Talnine«, celotno območje Karoli ter vsaj nekateri deli južnega obrobja severnega praga pogreznjeni pod morsko gladino in začeli so se odlagati langobardski bazalni sedimenti. V plitvi vodi morfološko razgibane »Talnine« se je usedal apnenec, ki je že v zgodnji diagenetski fazi prešel v svetlo sivi zrnati, ponekod porozni dolomit. Podobne razmere so bile na južnem obrobju severnega praga. Tudi tu so nastajale leče dolomita in konglomerata ter kaolinitne usedline. Najpogosteje so se te kamenine sedimentirale izmenoma, tako da opazujemo zanimive kombinacije vseh treh vrst kamenin. V nekoliko globlji vodi relativno hitreje pogrezajočega se območja Karoli so nastajale kaolinitne usedline, dolomit, dolomit z ekstraklasti in leče konglomerata, ki sestoji izključno iz prodnikov anizičnega dolomita in zgornjeskitskih kamenin. Iz tega sklepamo, da so vode prinašale material z vzhoda, zahoda in juga. V teh delih idrijskega tektonskega jarka so bile v tem času omenjene kamenine dvignjene nad erozijsko bazo.

Temu relativno mirnemu obdobju so sledila v tretji razvojni fazi ponovno različno močna premikanja ob že formiranih prelomih z generalno smerjo E-W, ali prečno na to smer. Posamezni bloki so se med premikanjem nagnili in začeli so nastajati olistostromni sedimenti. V severnem pragu so bili v tej fazi močnejši premiki ob normalnem prelomu Auersperg, ki se je nahajal kakih 260 m severno

od preloma Urbanovec-Zovčan (sl. 1). Blok permokarbonskih kamenin južno od preloma Auersperg se je nagnil proti jugu in že odloženi langobardski sedimenti so zdrseli. Nastale so kamenine z drsnimi teksturami. Ker je ostal blok še nadalje na območju sedimentacije, se je nanje začel usedati konglomerat značilen za območje idrijskega rudišča. Blok severno od normalnega preloma Auersperg je bil ponovno dvignjen nad erozijsko bazo. Začela se je najprej počasna, nato pa hitra denudacija. Erozijska je odstranila tanko plast langobardskih sedimentov in nato je odnašala grōdenski peščenjak in permokarbonske litološke člene. Nekateri severni deli severnega praga so ostali skozi ves spodnji langobard na kopnem. V območje sedimentacije so prišli v času usedanja plasti skonca, v celoti pa je bil prag potopljen pod morsko gladino šele med usedanjem tufita in tufa, kajti v skrajnih severnih delih ležijo piroklastične kamenine neposredno na permokarbonskih plasteh.

Višinska razlika med najvišjimi in najnižjimi deli podvodnega reliefa v »Tal-nini« je bila 10 do 20 m. V take lokalne kadunje je drsel delno konsolidiran dolomit. Nastal je dolomit z drsnimi teksturami ali pa intraformacijska olistostroma.

Zahodni del tektonske enote Karoli ni bil nagnjen (sl. 2). Langobardski dolomit je razpokal, premaknil pa se ni. V centralnem in vzhodnem delu je poleg dolomita in dolomita z ekstraklasti zdrselo še nekaj metrov tankoplastovitega konglomerata. Tako so tudi tu nastali sedimenti z drsnimi teksturami ali pa so prešli v intraformacijsko olistostromo vzhodnega oziroma centralnega dela enote Karoli. Istočasno so začeli nositi kratki plazovi z območja severno od preloma Auersperg material erodiranega langobardskega dolomita in kaolinitnih usedlin, grōdenskega peščenjaka ter permokarbonskih plasti. V komaj 50 do 80 m široko in 500 m dolgo kotanjo so se s severne strani privalili olistoliti grōdenskega peščenjaka, z zahodne strani in območja Čemernik pa olistoliti anizičnega dolomita ter oolitnega apnenca.

Najvišji del olistostrome že kaže na bolj umirjeno sedimentacijo. Medtem ko je peščenomeljasti glinasti material neprekinjeno zatrpaval območje Karoli, so prihajali prodniki in klasti le z občasnimi plazovi. Po delni zapolnitvi kotanje se je začela sedimentacija peščenjaka skonca.

Prodlike zgornjeskitskih kamenin, anizičnega dolomita in langobardskega dolomita so vode prinašale z zahodnih in vzhodnih strani tektonskega jarka pa tudi »Talnine«, in sicer iz tistih delov, kjer so se kasneje sedimentirali neposredno na zgornjeskitske člene ali na anizični dolomit plasti skonca ali tufi.

Litološko in stratigrafsko sestavo klastov in prodnikov v idrijskem tektonskem jarku potrjujejo tudi raziskave v severnem sedimentacijskem območju (J. Čar, 1968). Popolna odsotnost zgornjepermških in spodnjeskitskih prodnikov v idrijskem tektonskem jarku je prepričevalen dokaz, da na območjih, ki so komunicirala s tem delom srednjetriadnega tektonskega sistema, v času usedanja olistostrom omenjene kamenine niso bile na površju ali pa so bile že zdavnaj odnesene. V severnem sedimentacijskem območju, kjer je sedimentacija trajala verjetno neprekinjeno skozi ves langobard, pa najdemo prodnike zgornjepermških in spodnjeskitskih kamenin tudi že zelo nizko v profilu langobardskih sedimentov.

Olistostromes in the Idrija Middle Triassic Trough-Fault

Jože Čar

The Idrija Mercury Mine

Thorough investigations of the Idrija ore-deposits and their surroundings have shown that the trough-fault structure in which the Idrija ore-deposits occur is just one part of the extensive Idrija Middle-Triassic tectonic system (L. Placer and J. Čar, 1975). As the age of the ore-deposit has been proved to be Langobardian (B. Berce, 1958; I. Mlakar and M. Drovenik, 1971), a thorough knowledge of the extension, sequence and deposition environment of the Langobardian sediments is of essential importance if a reconstruction is to be made of the kinematic development of the Idrija Middle-Triassic structure and of the paleogeographic features in the Middle-Triassic period.

The Langobardian rocks of the Idrija ore-deposits rest unconformably upon lithostratigraphic units of various ages, so particularly valuable data about geological events in the Middle-Triassic period have been made available by a study of the sediments immediately overlying the unconformity. In this morphologically very varied environment there originated, in the Langobardian substage, among other things, chaotic deposits composed of random boulders and gravels of varying age, size, and roundness, which are floating in a sandy, silty or clayey material.

The nomenclature of chaotic deposits

The term »olistostrome« has come into use for the naming of chaotic deposits (A. Jacobacci, 1965; L. J. G. Schermerhorn, 1966; K. Görler and K. J. Reutter, 1968; E. Abbate et al., 1970; D. Skaberne, 1973; S. V. Ružencev and I. V. Hovorova, 1973; D. Kuščer, N. Kuščer, D. Skaberne, 1974). The generally accepted definition of an olistostrome is *»a sediment which is formed by the resedimentation of older rocks through the action of turbidity currents.«*

The author distinguishes two types of chaotic sediments in the Idrija ore-deposit. Most of the rocks can, according to their main characteristics, be considered to be typical olistostromes; the rest of them, however, do not have all the characteristics which would be needed in order to class them as real olistostromes, so we shall call them »intraformational olistostromes«. In the latter case we are concerned with rocks which have the same appearance and genesis as real olistostromes; however, they originate from beds of the same stratigraphic level, in which they have accumulated after slumping, or from the bedrock itself. Consequently the main definition requirement, namely that the olistostrome constituents should be derived from rocks of foreign formations, is not fulfilled.

In classifying inclusions according to size we are going to retain the proposal of the Italian geologists (E. Abbate et al., 1970), that blocks with a diameter of greater than 4 m be called olistoliths, and those with a smaller diameter clasts.

The geological position of the olistostromes in the Idrija ore-deposit

The present complicated structural features of the Idrija ore-deposit are a result of Triassic and Tertiary tectonic action. The structural geology of the

Idrija area has been dealt with in detail by I. Mlakar (1967, 1969), L. Placer (1973), and by L. Placer and J. Čar (1975). The structural features of the Idrija area in the Middle Triassic have been shown to be the following: the Northern sedimentary basin, the Northern ridge-fault, the Idrija trough fault, the Southern ridge-fault, and the Southern sedimentary basin. Chaotic deposits have been accumulated in the Idrija trough-fault, to be more exact in the area known as Talnina, and in the Karoli structural unit (fig. 1 and 3). In the complicated Tertiary processes of folding and of the occurrence of extensive nappes the general direction of some parts of the Middle-Triassic Idrija trough-fault changed very considerably, but, nevertheless, the Triassic features have been preserved and they can be seen in the present structure of the Idrija ore-deposit (fig. 2).

The intraformational olistostromes in the Talnina structural unit

In the Talnina area the intraformational olistostromes in some places overlie Langobardian light-grey dolomite, in other places they lie discordantly on Upper Scythian dolomite or shale. They occur as lense-shaped intercalations, whose longer axes lie in the direction NW-SE. The thickness of the lens is at the most 10 m, and in length they reach as much as 100 m, whereas in breadth they do not exceed 30 m.

Light-grey, massive, coarse-grained, in places cellular, Langobardian dolomite passes upwards and laterally sequentially through finer-grained intraclastic rocks into coarse intraclastic breccia, and the latter into rocks showing slumping structures (fig. 4, 5, 6 and 8a), which finally grade up into intraformational olistostrome (fig. 7). Near to the contact with the brecciated dolomite the joints between slide-rocks appear to be small; as one gets further away, however, the joints become wider and are filled by bituminous clay. In the vicinity of the dolomite lenses the slide-rocks still lie close to one another (fig. 8a), laterally they pass into clasts of irregular paralelopiped and trapezohedric form or else of completely irregular oblong form, which are floating at random in a black, bituminous, clayey or silty material with a larger or smaller amount of carbonate component or tuff material added (fig. 7 and 8a,b).

The origin of the intraformational olistostromes mentioned above is closely related to the tectonic events in the Idrija trough-fault structure. At a stage when the lower part of the dolomite was well-consolidated and the upper part was only weakly-consolidated, major changes in the sea and land relief took place. The dolomite mass started to slump along the plane of unconformity into local basins. In places submarine creeping and sliding occurred. This was the way in which took place the described gradual transitions from dolomite, through all the various stages of intraclastic textures, to intraformational olistostromes.

Displacements within the slump structure are relatively small. It is considered that they were, at the most, about 10 m.

The origin of the olistostromes occurring in the Karoli unit

The morphology of the Karoli unit, which formed the deepest part of the Idrija Middle-Triassic trough-fault, is rather complicated. The relations between its individual parts and their dimensions are shown in fig. 3.

In the western part, on account of the small amount of creeping which took place, only creep features developed in the dolomite and in the dolomite with extraclasts. In the eastern part, dolomite, dolomite with extraclasts, and lenses of conglomerate were deposited above the erosional unconformity. Because this part was steeply inclined towards the central part of the Karoli unit during Triassic displacements, the whole mass of Langobardian sediments slumped. Dolomites with slumping structures formed which pass into areas with well-developed slump balls (fig. 8a). In lower parts the Langobardian rocks slumped and turned into intraformational olistostrome. Part of the slumped rocks remained in the eastern part of the Karoli unit, while the remaining part filled the lowest area of the central part of the Karoli unit.

The distribution, composition, size, roundness and quantity of olistoliths, clasts and gravels in the true olistostromes, which fill the remaining part of the central area of the Karoli unit up to a depth of 110 m, varies from place to place. They are characterized by a large percentage of gravel, which, in general, is distributed completely at random among the olistoliths and clasts.

Olistoliths of Val Gardena sandstone, of oölitic limestone, and of Anisian and Langobardian dolomite are relatively rare (fig. 10). The lithological composition of the clasts is much more various. Determined were clasts of Carboniferous-Permian silt and sandstone, of Val Gardena sandstone, of various Scythian rocks, and of Anisian dolomite, Langobardian kaolinite deposits, conglomerate and dolomite. Gravels are represented by various Upper Scythian rocks and by Anisian and Langobardian dolomite.

In the upper parts of the Karoli unit the chaotic deposits (fig. 11) pass gradually into olistostromes, in which clasts and gravels are aggregated in lenselike forms in the binder (fig. 9). Olistoliths are lacking here.

The binding material is dark-grey to black in colour, an unsorted sandy-silty-clayey material composed of quartz, chalcedony, carbonate fragments, mica and abundant organic admixtures. In places large plagioclase grains can be found.

The olistostromes of the central part of the Karoli structural unit had their origin in submarine turbidites, which are thought to have been induced by earthquakes caused by volcanic activity in the Idrija region.

The clasts and gravels aggregated in the intercalations, which quickly thin out, indicate independent slumping of the sorted material at the edge of the basin.

The palaeogeographic features and development of the Idrija trough-fault

In its initial development stage a good part of the Idrija trough-fault, as well as the Northern and Southern ridge faults, was uplifted above erosion base level (fig. 1). In the area of the Idrija trough-fault mainly the Upper Scythian beds have been exposed. Here and there outcrops of Anisian dolomite occur, too. The country is crossed by faults lying roughly in the directions E-W and N-S. Notwithstanding that the faults are of the same age, the amounts by which individual faults have been displaced vary a great deal. The Karoli unit dropped between two normal faults, the Urbanovec-Zovčan fault in the north and the Karoli fault in the south. The downthrow amounts to 750 m (fig.1). This is also

indicated by the considerable thickness of the Anisian dolomite, which amounts to as much as 150 m in places.

Individual blocks were inclined and partially eroded, so that the Langobardian beds of »Talnina« overlie two or even three stratigraphic units. The angles of inclination vary from 23 to 35°.

Anisian dolomite, Scythian beds and Upper Permian dolomite had been removed by erosion from the Northern and, partly, from the Southern ridge fault. Consequently Carboniferous-Permian shale, silt and sandstone, together with, in places, Val Gardena sandstone, were exposed.

In the second stage some parts of the Talnina unit, the whole of the Karoli unit, and at least some parts of the southern edge of the Northern ridge fault, were submerged below sea level. Depending on depth, the energy of the environment, and the chemical composition of the water, dolomite, dolomite with extracasts, and lenses of conglomerate or kaolinite deposits started to be deposited. All the above-mentioned rocks occur in alternation with each other and show a rather complicated structure.

This relatively quiet period was followed by the third development stage, which was characterized by large movements along already-existing faults E-W and N-S. Powerful displacements took place in the Northern ridge fault, along the Auersperg normal fault (fig.1). South from here the Carboniferous-Permian block was inclined towards the south, and the already deposited Langobardian top sediments slumped. The accumulated slumping structures then started to be covered by the conglomerate common in the Idrija ore-deposit.

After the thin Langobardian deposits had been removed from the northern side of the Auersperg fault, erosion of the Val Gardena sandstone and Carboniferous-Permian beds set in. Some northern parts of the Northern ridge fault were flooded by the sea during the period of sedimentation of tuffs only, so that pyroclastic sediments overlie the Carboniferous-Permian beds.

The palaeogeomorphological features and tectonic events in the Idrija trough-fault led to the development of chaotic sediments. Firstly, intraformational olistostromes accumulated in the Talnina area, as well as in the eastern and central parts of Idrija trough-fault. Subsequently the rock debris of Langobardian dolomite, kaolinitic deposits, Val Gardena sandstone and Carboniferous-Permian sediments were brought down from the northern side of the Auersperg fault. From the northern side olistoliths of Val Gardena sandstone slumped into a trough 50-80 m wide and 500 m long, and from the western side and from the Čemernik area (fig. 1) olistoliths of Anisian dolomite and oölitic limestone.

The top part of the olistostrome indicated more uniform deposition of sand, silt and clay. From time to time gravels and clasts were slumped. After partial filling of the hollow, sedimentation of Skonca sandstone started.

The lithological and stratigraphic composition of clasts and gravels from the Idrija trough-fault has also been confirmed by investigation of the Northern sedimentary basin (J. Čar, 1968). The complete lack of Upper Permian and Lower Scythian gravels in the trough-fault is convincing proof that the corresponding beds were removed long before from the areas communicating with the Idrija trough-fault. The gravels mentioned above occur at the lowermost Langobardian level of the Northern sedimentary basin, where continuous sedimentation took place during the whole of the Langobardian period.

Literatura

- Abbate, E., Bortolotti, V., Passerini, P. 1970 Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, Vol. 4, No. 3/4, 521-557, Amsterdam.
- Berce, B., 1958, *Geologija živosrebrnega rudišča Idrija*. Geologija 4, Ljubljana.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. *Diplomsko delo*, Ljubljana.
- Čerenkov, I. N. 1972, Tillitopodobnye obrazovanija v otloženijah geosinklinal'nyh oblastej. AN SSSR. *Litologija i poleznye iskopaemye*, No. 1, Moskva.
- Čumakov, N. M. 1965, O nekotoryh dokembrijskih tillitopodobnyh porodah SSSR. AN SSSR. *Seriya geologičeskaja* 2, Moskva.
- Dimitrijević, M. N., Dimitrijević, M. D., Radošević, B. 1967, *Sedimentne tekture u turbiditima*. Beograd.
- Dott, R. H. 1963, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, Vol. 47, No. 1, 104-128, Tulsa.
- Folk, R. L. 1969, Klasifikacija karbonatnih i klastičnih stijena. *Geološki glasnik* 13, Sarajevo.
- Görler, K., Reutter, K. J. 1968, Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. *Geologische Rundschau*, Band 57, Heft 2, Berlin.
- Jacobacci, A. 1965, Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell' Appennino e in Sicilia. *Boil. Soc. Geol. ital.*, 86, No. 1, Roma.
- Kuščer, D., Krošl-Kuščer, N., Skaberne, D. 1974, Olistostrome v flišu pri Anhovem. *Povzetki referatov*, 8. jug. geol. kongres, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. *Geologija* 10, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, Ljubljana.
- Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. *Geologija* 14, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1974-75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüberl v idrijskem rudišču. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 1, Ljubljana.
- Placer, L., Čar, J. 1975, Problemi rekonstrukcije srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Postnikov, D. V., Latypov, Š. S., Fattahutdinov, G. A., Jakupov, I. A. 1972, Osobennosti sedimentacii i diageniza devonskih osadkov v tektoničeski aktivizirovannoj zone vostočnoj okrainy russkoj platformy. AN SSSR. *Seriya geologičeskaja*, tom 202, no. 6, Moskva.
- Ružencev, S. V., Hovorova, I. V. 1973, Srednepaleozojskie olistostromy v Sakmarskoj zone južnogo Urala. AN SSSR. *Litologija i poleznye iskopaemye* 6, Moskva.
- Schermerhorn, L. J. G. 1966, Terminology of mixed coarse-fine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 36, No. 3, Tulsa, Oklahoma.
- Skaberne, D. 1973, *Sedimentološke raziskave fliša okrog Anhovega*. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Strahov, N. M. 1962, *Osnovi teorij litogeneza*. Tom. II. AN SSSR. Moskva.