

Ladinijske plasti skonca idrijskega rudišča (Z Slovenija)

Ladinian skonca beds of the Idrija Ore Deposit (W Slovenia)

Jože ČAR

Beblerjeva 4, SI-5280 Idrija; e-mail: joze.car@siol.net

Prejeto / Received 28. 10. 2013; Sprejeto / Accepted 21. 11. 2013

Ključne besede: idrijsko rudišče, plasti skonca, litologija, sedimentne cinabaritne rude, močvirsko - jezersko okolje

Key words: Idrija ore deposit, Skonca beds, lithology, sedimentary cinnabar ores, marsh-lacustrine environment

Izvleček

Bogato orudene plasti skonca (der Lagerschiefer) so bile najpomembnejši rudni horizont idrijskega rudišča. V njih so se poleg epigenetskih nahajale izjemne količine različnih bogatih singenetskih cinabaritnih rud. Jeklenka, opekovka, jetrenka, koralna ruda in nekatere druge cinabaritne plastnate rude so vsebovale tudi do 78 % Hg. Odkopavali so jih bolj ali manj intenzivno od njihovega odkritja leta 1508 do prenehanja del v idrijski jami leta 1977.

Plasti skonca najdemo v obliki večjih ali manjših nepravilnih lečastih telesih ali plasteh v vseh delih idrijskega rudišča. V predelu rudišča, ki ga imenujemo 'Talnina', so plasti skonca debele v povprečju le 4 m, drugod v rudišču od 10 do največ 25 m, le v območju tektonske enote Karóli, torej v najglobljem delu nekdanjega idrijskega srednjetriasnega tektonskega jarka, so dosegle debelino okoli 40 m.

Kamnine se v plasteh skonca združujejo v značilna zaporedja, ki so ključ za rekonstrukcijo sedimentacijskih okolij. Zaporedja smo označili z A, B, C in D. Zaporedje C delimo še na podzaporedji C₁ s karbonatno in C₂ s silikatno sestavo. Litološki členi zaporedja A predstavljajo običajno najnižji del skonca plasti, lahko pa so bočni ekvivalenti kamnin nizov B in podzaporedja C₁. Zaporedje A sestavljajo tu in tam prodnati različni karbonatno litičnega peščenjaka, apnenčevo dolomitnega meljevca ter mestoma prodnati meljasti mikritni in mikritni apnenec. V okviru zaporedja B, ki ga sestavljajo značilne prehodne kamnine med zaporedji A in C₁ najdemo meljasti apnenec s prehodi v kalcitni laporovec in glinavec.

Zaporedje C sestavljajo 'klasične' kamnine plasti skonca. Čeprav ima spodnji del niza C karbonatno sestavo (podzaporedje C₁) zgornji pa silikatno (podzaporedje C₂), kamnin na pogled ne moremo ločiti med seboj. Vse so močno bituminozne in skrilave. Niz C sestavljajo sivi do črni bituminozni, s piritom in markazitom bogati, dolomitni in kremenov peščenjak, dolomitni ali kremenov meljevec ter skrilavi glinavec s premoškimi vložki. Zaporedje kamnin C se konča z glinenčevo-litičnim kremenovim peščenjakom z lupinami brahiopoda *Discina*. Sledijo različne piroklastične kamnine zaporedja D, debele do 80 m.

V kamninah skonca, kot tudi v bogatih plastnatih cinabaritnih rudah, najdemo različne sedimentne teksture, ki nam dobro opredeljujejo dogodke in okolja njihovega nastanka. Razen erozijskih žlebov, ki so zapolnjeni z dolomitnim prodrom, drugih predsedimentacijskih tekstur v plasteh skonca ni (podzaporedje C₁). Pač pa so plasti bogate s sinsedimentnimi fizikalnimi oblikami, predvsem različni plastnatosti, laminacij in različnih oblik postopne zrnatosti. Od postsedimentacijskih tekstur naj omenimo bogastvo pogreznitvenih in drsnih tekstur. Ponekod opazujemo še bioturbacijo in nadomeščanje rastlinskih delcev s piritom.

Plasti skonca so se odlagale v prostorsko zapletenem močvirsko-lagunskem okolju. Kamnine zaporedja A in delno B so nastajale v bazično-oksidacijskem, litološki členi podzaporedja C₁ v redukcijskem okolju. Hitri prehodi med kamninami kažejo na bočno ostro omejene dotočne kanale, počasno dotokajoče sveže sladke vode v močvirsko okolje bogato z nižjim rastlinjem. Kamnine podzaporedja C₂ dokazujejo preplavitev sladkovodnega močvirja z morskimi vodami. V plitvi, prav tako z nižjim rastlinjem porasli zaprti laguni, so se odlagali različni bituminozni skrilavi muljevci in peščenjaki s številnimi radiolariji, iglicami silicijskih spongij in premoškimi vložki. Sedimentacija plasti skonca se zaključuje s kremenovim peščenjakom z naplavljenimi lupinami brahiopodov iz vrste *Discina*.

Abstract

The richly mineralised Skonca beds (der Lagerschiefer) were the most important mining level of the Idrija ore deposit. In addition to epigenetic ores, exceptional quantities of various rich syngenetic cinnabar ores could be found in these layers. »Jeklenka« (steel ore), »opekovka« (brick ore), »jetrenka« (liver ore), coral ore, and some other bedded cinnabar ores contained up to as much as 78 % Hg. These ores were excavated more or less intensively from their discovery in 1508 until the cessation of works in the Idrija Mine in 1977.

The Skonca beds can be found in all parts of the Idrija ore deposit in the form of large or small, irregular, lense-shaped bodies or layers. In the section of the ore deposit known as 'Talnina', the Skonca beds are on average only 4 m thick, and from 10 to maximally 25 m in other parts of the ore deposit. The greatest thickness of these beds, i.e. around 40 m, can be found in the area of the Karóli tectonic unit, situated in the deepest part of the former Idrija Middle Triassic tectonic fault trough.

The rocks in the Skonca beds are grouped in typical sequences, which represent a key for the reconstruction of sedimentary environments. The sequences are designated with the letters A, B, C and D. Sequence C is further

divided into subsequences C_1 with a carbonate and C_2 with a siliceous structure. The lithological units of sequence A usually represent the lowest part of the Skonca beds, and may be the lateral equivalents of rocks of series B and subsequence C_1 . Sequence A is comprised of dispersed, gravelly varieties of carbonatic lythic sandstone, limestone and dolomite siltstone, as well as intercalations of gravelly silty micritic limestone and micritic limestone. Sequence B consists of typical transitional rocks between sequences A and C_1 , among which silty limestone with transitions to calcitic marlstone and claystone can be found.

Sequence C is formed of 'classic' Skonca rock beds. Although the bottom part of sequence C has a carbonate structure (subsequence C_1) and the top part has a siliceous structure (subsequence C_2), the rocks cannot be distinguished from one another by their appearance. All are strongly bituminous and shaly. Sequence C is comprised of grey to black bituminous dolomite and quartz sandstone rich in pyrite and marcasite, dolomite or quartz siltstone, and shaly claystone with coal inclusions. The sequence of C rocks ends with clayey-lythic quartz sandstone containing remains of the brachiopod *Discina*. These are followed by various pyroclastic rocks of sequence D.

The Skonca beds and the rich bedded cinnabar ores have various sedimentary structures which accurately define the events and environments of their origin. Except for the erosion channels, which are filled with dolomite gravel, there are no other presedimentary structures in the Skonca beds (subsequence C_1). However, the beds are rich in synsedimentary physical forms, particularly various stratifications, laminations and various forms of graded bedding. Among the postsedimentary structures, mention should be made of the abundant sinking and slump structures. In some places, bioturbation and the replacement of organic particles with pyrite can be observed.

The Skonca beds were deposited in a spatially complex, marsh-lacustrine-lagoonal environment. The rocks of sequence A and partly also of sequence B were formed in an alkaline, oxygen-rich environment, and the lithological units of subsequence C_1 in a reductive environment. The rapid transitions among rocks indicate strictly limited and slow lateral inflows of fresh water into the marshy environment overgrown with low vegetation. The rocks in subsequence C_2 prove that the freshwater marsh was flooded with sea water. Deposited in the shallow, closed lagoon overgrown with low vegetation were various bituminous shales, mudstones and sandstones filled with numerous radiolarians and needles of siliceous sponges and coal intercalations. The sedimentation of the Skonca beds ends with quartz sandstone containing deposited remains of the brachiopod *Discina*. The Skonca beds cover a layer of various pyroclastic rocks that is up to 80 m thick.

Uvod

Idrijsko rudišče je po količini živega srebra za španskim Almadenom drugo največje živossrebrovo rudišče na svetu. Je hidrotermalno-sedimentnega nastanka in slovi predvsem po edinstvenih sedimentnih cinabaritnih rudah. Sedimentne rude so bile v splošnem bogate ali zelo bogate in so vsebovale v povprečju od 5 do 60 %, izjemoma celo do 78 % živega srebra. Glede na njihovo barvo in sestavo so jih po idrijski rudarski tradiciji imenovali *jeklenka*, *opekovka*, *jetrenka* in *koralna ruda*. V idrijskem rudišču je bilo v 500-letni zgodovini izkopano in pridobljeno 147.000 ton živega srebra. Od tega je bilo po oceni kar 30 do 40 % tekočega metala pridobljeno iz sedimentnih rud. Sedimentne rude se nahajajo v bituminoznih kamninah z lokalnim imenom *plasti skonca*, ki so ladinjske starosti.

Kljub skorajda neprekinjenemu, bolj ali manj intenzivnemu odkopavanju plasti skonca od leta 1508 dalje vse do prenehanja del v rudniku leta 1977, so količine živega srebra v plasteh skonca v primerjavi s preostalimi količinami živega srebra v drugih kamninah idrijskega rudišča, še vedno sorazmerno velike. Sklenemo lahko, da so bile plasti skonca zaradi izrednega bogastva in izjemnih količin živega srebra nedvomno najpomembnejši rudni horizont idrijskega rudišča.

Plasti skonca in različne sedimentne cinabaritne rude doslej še niso bile v celoti in podrobneje opisane.

Zgodovinski podatki

Prvi pisni dokument o rudarjenju v Idriji je nastal avgusta 1493 in se nahaja v čedadskem arhivu. Iz njegove vsebine posredno izhaja, da so začeli v idrijski kotlini rudariti že nekaj let prej (VERBIČ, 1965), zato je leto 1490 kot leto odkritja

živega srebra in pričetka rudarjenja zelo verjetno in danes tudi splošno priznано (ČAR, 1988).

V prvih letih rudarjenja so v plitvih jaških odkopavali predvsem orudene karbonske klastične kamnine, ki ležijo na površju v osrednjem delu mesta, na mestnem predelu Kurji Vrh in na spodnjem delu pobočja Pronta. V karbonskih skrilavih glinavcih in meljevcih z lečami kremenovega peščenjaka se nahaja živo srebro v obliki kapljic samorodnega živega srebra (HgS) in minerala cinabarita (Hg) v razmerju približno 50:50. Skupni odstotek vsebnosti je bil – po kasnejših izkušnjah – od 0,3 do 1,5 % Hg. Na dan sv. Ahaca, 22. junija 1508, so pri poglobljanju jaška ob potoku Nikovi – kasneje so ga, glede na dan odkritja, poimenovali Ahacijev jašek – na globini približno 42 m naleteli na bogato cinabaritno orudjenje v črnih bituminoznih skrilavih kamninah, ki so jih v 18. stoletju imenovali 'črni glinasti skrilavec' ali 'idrijski skrilavec' (Idrianische Schiefer - FERBER, 1774) oziroma 'skrilava rudna plast' (HACQUET, 1781). V prvi polovici devetnajstega stoletja so uporabljali ime 'rudni skrilavec', kasneje se je uveljavilo ime 'skonca plasti' (Skonca-Schichten - LIPOLD, 1874). Zaradi izrednih količin bogate živossrebrove rude so imeli rudarji plasti skonca upravičeno vsekoli za vodilni rudonosni horizont.

O kamninah iz plasti skonca se je v skoraj dvestopetdesetih letih nabralo precej različnih podatkov. V prvi vrsti se nanašajo na litologijo, njihovo prostorsko lego, ostanke flore in favne ter orudjenje (SCOPOLI, 1761; HACQUET, 1781; FERBER, 1774; LIPOLD, 1874; KOSSMAT, 1899, 1910, 1911; KROPÁČ, 1912; MLAKAR, 1967). V starejši literaturi najdemo tudi nekaj opomb o kemični sestavi (SCHRAUF, 1891; MLAKAR, 1975) in petrografiji (BERCE, 1953; COLBERTALDO & SLAVIK, 1961). Nove poglede na sestavo, razvoj in orudjenje v 'klasičnih' plasteh skonca v idrijskem rudišču sta prispevala predvsem MLAKAR & DROVENIK (1971) ter MLAKAR (1975) in ČAR (1975, 1985).

Prostorska lega plasti skonca v današnji zgradbi idrijskega rudišča je bila dobro znana že v 19. stoletju. 'Rudni skrilavec' so na območju Pronta in južnega rudiščnega bloka (sl. 1 in 2) označevali kot 'Lager A', plasti skonca v severnem rudiščnem bloku pa kot 'Lager B, C in D', pod imenom 'Maria – Geburts – baue' so označevali skonca plasti v severnem delu območja 'Talnine' (sl. 1 in 2), (KOSSMAT, 1899, 1911; KROPÁČ, 1912).

Nedvomno so bile plasti skonca v idrijski petstoletni rudarski zgodovini od vseh srednjetroasniških kamnin idrijskega rudišča največkrat presekanke z rovi v celotni debelini. V sedemdesetih letih preteklega stoletja smo popolne preseke opazovali v različnih delih rudišča od I. do IX. obzorja. Posebej naj omenimo profile skozi plasti skonca na številnih etažah rudnega telesa Kropáč – Ziljska med II. medobzorjem in 17. etažo nad I. obzorjem. Najznačilnejše preseke plasti skonca iz tektonske enote Pront smo zbrali na sliki 3.

V zadnjem obdobju rednega delovanja idrijskega rudnika do leta 1977, so bili za litološko-sedimentološke raziskave še vedno vsaj delno dostopni vsi deli rudišča, kjer se plasti skonca nahajajo (sl. 2). Podatke o tem lahko razberemo iz obsežne dokumentacije detajlnega kartiranja v merilu 1:500 številnih sledilnih prog in odkopnih etaž, ki jih najdemo v arhivu geološke službe idrijskega rudnika (ČAR, 1985).

Idrijski srednjetroasni tektonski sistem z živosrebrovim rudiščem

Enotna permsko-spodnjetroasna *Slovenska karbonatna plošča* (platforma – BUSER, 1989) je v srednjem aniziju v okviru *idrijske tektonske faze* (BUSER, 1980; ČAR, 1985) razpadla na tri paleogeografske enote. Na severu je ležala *Julijska karbonatna plošča*, na jugu *Dinarska karbonatna plošča*, vmes je nastal globljevodni *Slovenski bazen*, (COUSIN, 1973; BUSER, 1989). Idrijsko-rovtarsko ozemlje se je nahajalo na južni – Dinarski karbonatni plošči. Na obrobju nastajajočega oceana Meliata, je v nateznih razmerah na Dinarski karbonatni plošči, nastalo v obdobju zgornji anizij – ladinij več znotrajploščnih (intraplatformnih) *normalnih prelomnih snopov* (ČAR, 2010). V današnjih strukturnih razmerah so se na idrijsko-rovtarskem območju ohranili štirje s smerjo vzhod – zahod. Od severa proti jugu si sledijo *masorski, ledinski, zavraški in rudiščni snop* normalnih prelomov (ČAR, 2010). V njihovih osrednjih delih so lahko nastali *brazdasti jarki* (ČAR, 2010). Iz rudiščnega snopa je znan dobro raziskani *idrijski srednjetroasni tektonski sistem* (PLACER & ČAR, 1975, 1977; ČAR, 1985). V njegovem osrednjem delu je ležal *idrijski tektonski jarek* brazdastega tipa z živosrebrovim rudiščem (sl. 1), (MLAKAR, 1967; MLAKAR & DROVENIK, 1971; PLACER & ČAR, 1975, 1977; ČAR, 1975, 2010).

Pri nastajanju idrijskega srednjetroasnega tektonskega sistema so se ob normalnih prelomih v času idrijske tektonske faze posamezni bloki spuščali hitreje kot drugi. Na zaostalih, relativno dvignjenih blokih, je prišlo do erozije, na vmesnih

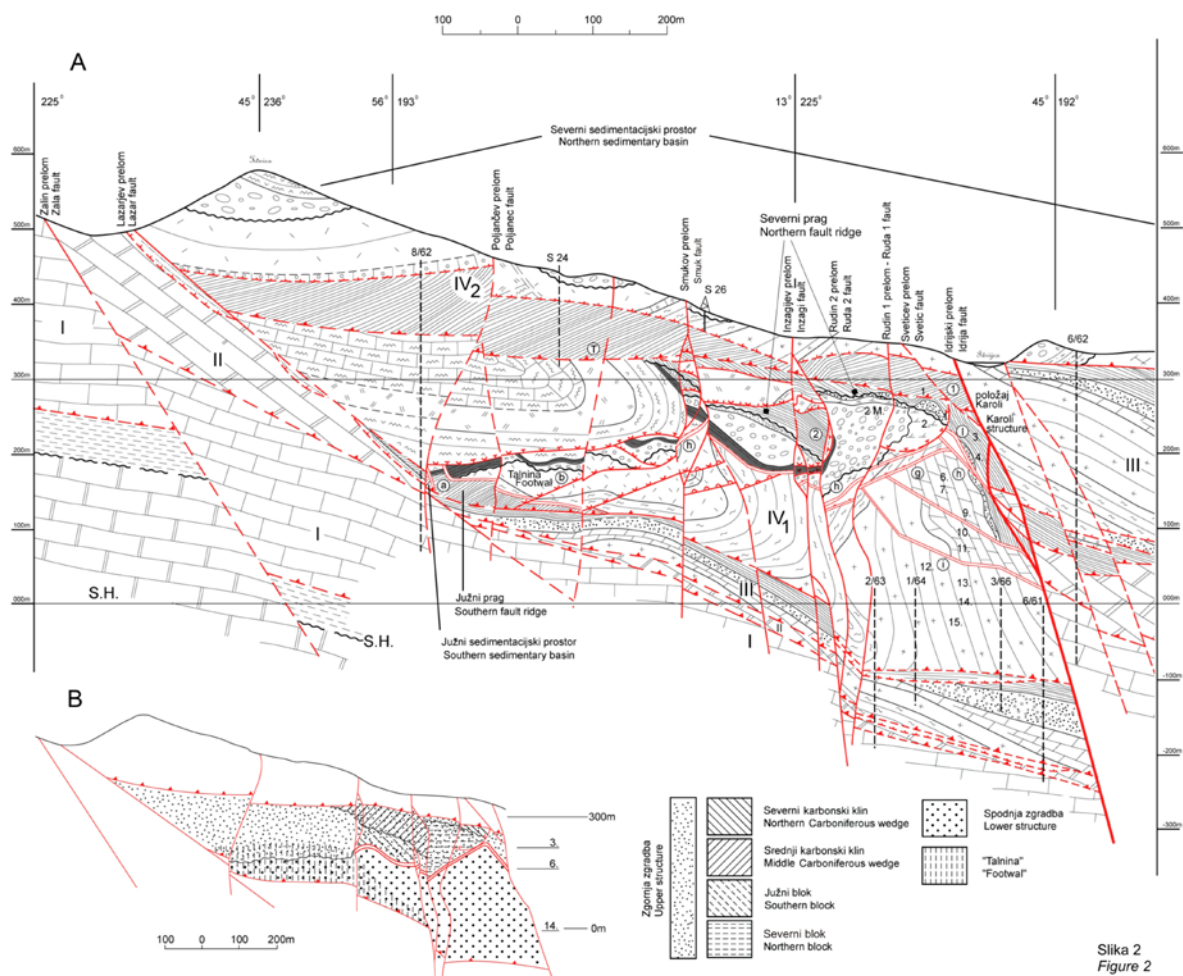
spuščenih blokih se je v času po *prvem erozijskem obdobju* na različno stare litostratografske člene usedal zgornjeanijski dolomit (ČAR, 1985, 1989). V *drugem erozijskem obdobju* je bil zgornjeanijski dolomit skoraj v celoti erodiran in nastalo je pisano zaporedje, predvsem klastičnih kamnin ladinijske starosti (ČAR, 1985, 2010), (sl. 1), ki so bile v idrijskem rudišču odložene na erodirane karbonske, srednje permske, spodnje in srednjetroasne litološke člene (sl. 1), (ČAR, 1985, 1989, 2010). Zaradi razgibane morfologije idrijskega srednjetroasnega tektonskega sistema se debeline ladinijskih kamnin v različnih delih rudišča hitro spreminjajo ali pa celo manjkajo (ČAR, 1985). Proti koncu tektonske aktivnosti v okviru idrijske tektonske faze so se razmere postopno umirile in v idrijskem tektonskem sistemu so nastali pogoji za odlaganje *plasti skonca* (sl. 1).

Pri kasnejšem staroterciarnem gubanju in narivanju je bil idrijski srednjetroasni tektonski sistem z rudiščem močno deformiran. Preoblikovan je bil v poleglo sinklinalo, pri narivanju porinjen za 36 km proti jugozahodu in z zgornje in spodnje strani omejen z narivnimi ploskvami (PLACER, 1982). Srednje in poznomiocenska normalna in zmična tektonika je dokončno preoblikovala srednjetroasno strukturo s Hg rudiščem v današnjo zapleteno zgradbo (PLACER, 1982), (sl. 2). Idrijski srednjetroasni tektonski sistem z živosrebrovim rudiščem se nahaja danes v okviru Trnovskega pokrova v zgradbi Zunanjih Dinaričev (PLACER, 1982).

Prostorska lega in razčlenitev plasti skonca

Na Idrijskem imamo v okviru srednjetroasniških anizijsko-ladinijskih plasti razvita dva litološko zelo podobna horizonta. Tako imenovani 'spodnji horizont skonca' leži v podlagi več sto metrov debelega ladinijskega konglomerata, 'zgornji horizont skonca' pa konglomerate prekriva. V idrijskem rudišču je razvit samo zgornji horizont skonca, ki ga, ko govorimo o kamninah v rudišču, imenujemo krajše kar 'plasti skonca' in je bogato oruden (MLAKAR, 1967), (sl. 1).

V idrijskem srednjetroasnem tektonskem sistemu so se plasti skonca odlagale na tektonski enoti Zorc in Černik v južnem delu rudiščne strukture, v tektonski enoti Karóli v osrednjem delu rudišča ter na tektonski enoti Auersperg in Pront na tako imenovanem severnem pragu (sl. 1), (PLACER & ČAR, 1975, 1977; ČAR, 1975, 1985). V današnji rudiščni zgradbi je prostorska lega plasti skonca zaradi postrudnih tektonskih dogajanj zelo zapletena (sl. 2), (PLACER, 1982). V 'Talnini', v nekdanji tektonski enoti Zorc (sl. 1 in 2), jih najdemo v obliki različno velikih in oblikovanih leč, kot tektonsko večkrat prekinjen horizont se nahajajo v severnem in južnem bloku zgornje rudiščne zgradbe (tektonske enote Černik, Karóli, Auersperg in Pront – sl. 1 in 2). Plasti skonca so bile odložene na erodirane karbonske klastite, grōdenski peščenjak, zgornjeskistske litološke člene, anizijski dolomit ali debeloklastične langobardske klastite.

Slika 2
Figure 2

Legenda k sl. 1 in 2
Legend on Fig. 1 and 2

TRIASSKA TEKTONIKA TRIASSIC TECTONICS

- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|-------------------------------------|
| — Vzdolžni prelom
Longitudinal fault | d Močnikov prelom
Močnik fault | ① Urbanovec - Zovčanov prelom
Urbanovec - Zovčan fault | u Prontarski prelom
Pront fault |
| a Zagodov prelom
Zagoda fault | g Čemernikov prelom
Čemernik fault | m Guglerjev prelom
Gugler fault | v Zaješki prelom
Zajele fault |
| b Veharški prelom
Veharše fault | h Karoli prelom
Karoli fault | p Auerspergov prelom
Auersperg fault | z Ljubevški prelom
Ljubevc fault |
| c Talninski prelom
Talnina fault | i Grüblerjev prelom
Grübler fault | r Kropačev prelom
Kropač fault | |
| | j Bačnarjev prelom
Bačnar fault | t Ziljski prelom
Zilja fault | |

STAROTERCIARNA TEKTONIKA EARLY TERTIARY TECTONICS

- | | | |
|---|--|--|
| — Meja pokrova in vmesne luske
Nappe and klippe boundary | — Triasni prelomi, regenerirani
v različnih fazah gubanja rudišča
Triassic faults renewed during the phases in
the development of the ore deposit fault | IV ₁ Idrijska notranja narivna gruda
Idrija inner thrust sheet |
| — Meja tičenske narivne grude
Boundary of Tičnica sheet | | III Kanomeljska krovnna luska
Kanomija nappe slice |
| — Narivna meja znotraj narivnih lusk
Thrust boundary in clippings | | II Čekovniška krovnna luska
Čekovnik nappe slice |
| — Normalni prelom - 3. faza premikov
Normal fault - 3. phase of movement | ① Ahacijev prelom
Ahaci fault | I Koševniška krovnna luska
Koševnik nappe slice |
| — Normalni prelom - 2. faza premikov
Normal fault - 2. phase of movement | ② Petrijev prelom
Petri fault | S.H. Hruški pokrov
Hrušica nappe |
| — Reverzni prelom - 1. faza premikov
Revers fault - 1. phase of movement | IV ₂ Tičenska notranja narivna gruda
Tičnica inner thrust sheet | |

POSTMIOCENSKA TEKTONIKA POST - MIOCENE TECTONICS

- | | | |
|--|----------------------|--|
| — Idrijski prelom
Idrija fault | — Vrtina
Borehole | T.E. Tektonska enota
Tectonics unit |
| — Srednje močan do šibak desnozmčni prelom
Semistrong to weak dextral strike-slip fault | — Obzorje
Level | — Profil
Cross - sections |
| — Srednjetriasna erozijska diskordanca
Middle triassic erosional unconformity | | |

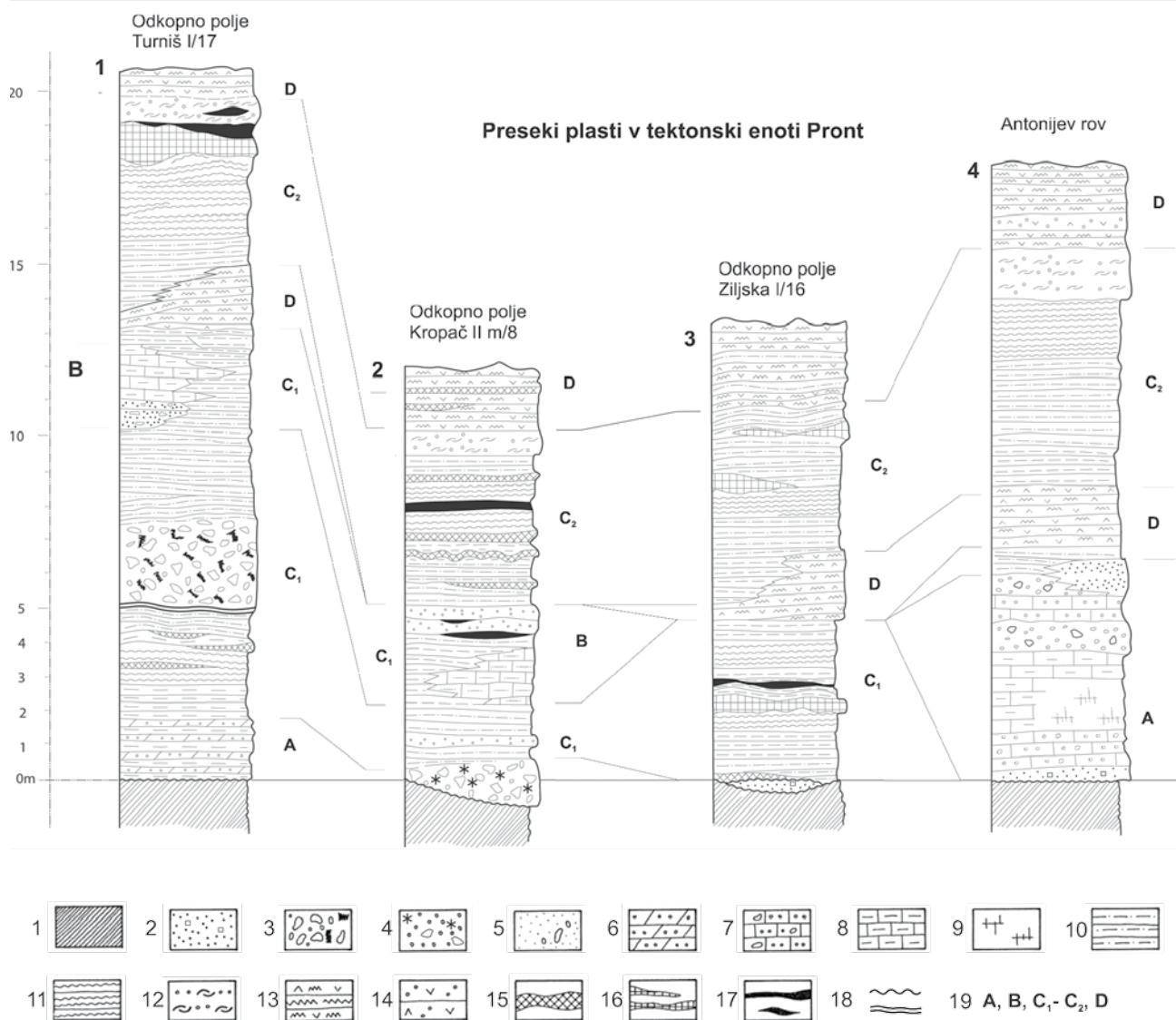
Sl. 2. Lega plasti skonca v današnjem preseku idrijskega rudišča. Drugi del legende k slikama 1 in 2

Fig. 2. Position of Skonca beds in a present-day section of the Idrija ore deposit. Second part of legend to figures 1 and 2

1989, 1990). V rudišču so nad skonca plastmi odložene piroklastične kamnine ladinijske starosti (sl. 3 in 4).

Pri sedimentoloških raziskavah v sedemdesetih in osemdesetih letih preteklega stoletja smo ugotovili, da so plasti skonca v idrijski jami mno-

go bolj pisano razvite, kot so menili starejši raziskovalci. Litološki členi se združujejo v značilna litološka zaporedja. Za lažje razpravljanje smo značilne litološko-sedimentološka zaporedja v plasteh skonca označili s črkami A, B, C (C_1 - C_2) in D (sl. 3 in 4).



Sl. 3. Profili plasti skonca v tektonski enoti Pront. 1. karbonski klastiti – skrilavi glinavci, meljeveci in kremenovi peščenjaki; 2. kaolinčne kamnine bogate s piritom; 3. bituminozni dolomitni konglomerat in muljasti konglomerat; 4. dolomitni peščenjak, ponekod prodnat; mestoma prepojen s samorodnim živim srebrom (zvezdice) 5. apnenčev dolomitni ali dolomitni apnenčev meljevec, ponekod prodnat; 6. bituminozni dolomitni peščenjak in meljevec; 7. peščeni mikritni apnenec, ponekod prodnat; 8. laporovec in laporasti apnenec; 9. meljasti mikritni apnenec in mikritni apnenec; 10. bituminozni dolomitni (C_1) ali kremenov (C_2) peščenjak; 11. skrilavi bituminozni dolomitni (C_1) ali kremenov (C_2) meljevec, skrilavi glinavec z vložki radiolarijskega roženca; 12. glinenčevo-litični kremenov peščenjak z ostanki lupin brahiopoda *Discina*; 13. piroklastiti z roženci; 14. tufski peščenjak; 15. plasti in leče pirit; 16. bogato orudenje – jeklenka; 17. leče premoga (antracita); 18. erozijska in drsna površina; 19. litološka zaporedja

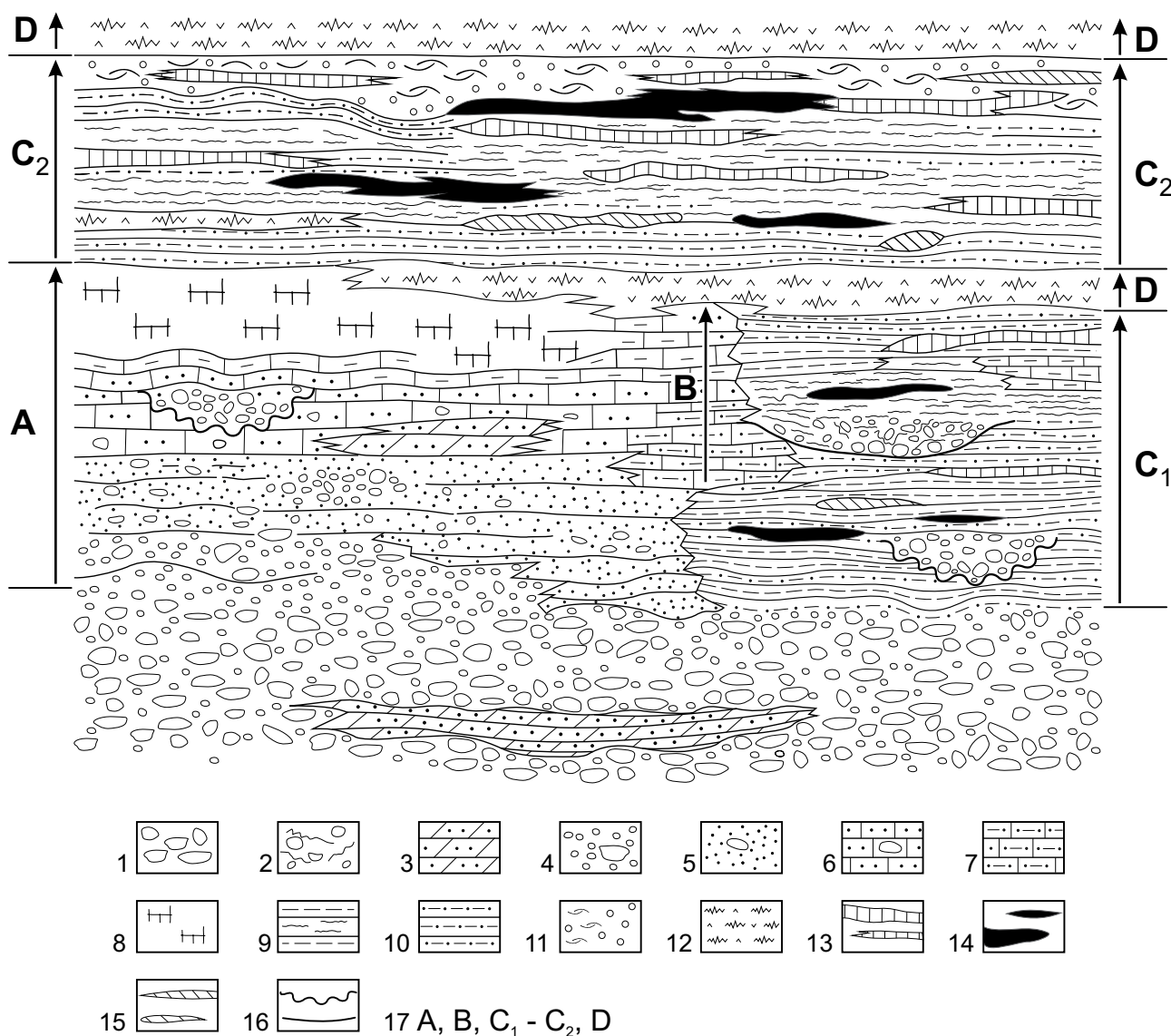
Fig. 3. Cross-sections of Skonca beds in the Pront tectonic unit. 1. Carboniferous clastic rocks – shales, siltstones and quartz sandstones; 2. kaolinite rocks rich in pyrite; 3. bituminous dolomite conglomerate and paraconglomerate; 4. dolomite sandstone, pebbly in some parts; with of native mercury (stars) 5. calcareous dolomite or dolomitic calcareous siltstone, pebbly in some parts; 6. bituminous dolomitic sandstone and siltstone; 7. sandy micritic limestone, pebbly in some parts; 8. marlstone and marly limestone; 9. silty micritic limestone and micritic limestone; 10. bituminous dolomitic (C_1) or quartz (C_2) sandstone; 11. shaly bituminous dolomitic (C_1) or quartz (C_2) siltstone, clayey shale with inclusions of radiolarite; 12. feldspar-lytic quartz sandstone with remains of the brachiopod *Discina*; 13. pyroclastic rocks with chert; 14. tuffitic sandstone; 15. pyrite strata and lenses; 16. rich mineralisation – »jeklenka« or steel ore; 17. coal lenses (anthracite); 18. erosion and slide surface; 19. lithological sequences

Kamnine zaporedja A

K zaporedju A prištevamo različne pešcene in apnenčeve kamnine, ki jih starejši avtorji niso prištevali plastem skonca. Kot samostojno litostratigrafsko enoto jih je izločil MLAKAR (1967). Kamnine naj bi ležale na ladinijskem konglomeratu in predstavljale podlago plastem skonca. Na tabli 2 in 4A, ki sta jo objavila MLAKAR & DROVENIK (1971), naj bi apnenčev peščenjak in jednat

apnenec prehajala bočno v dolomitni konglomerat. Raziskave so pokazale, da ležijo različne kamnine niza A res največkrat v podlagi zaporedja C neposredno na dolomitnem konglomeratu. Lahko so tudi bočni ekvivalenti spodnjega karbonatnega dela zaporedja C, torej podzaporedja C_1 , ali pa so vanj vključene. Na prehodu karbonatnih kamnin zaporedja A v podzaporedje C_1 so razviti členi zaporedja B (sl. 3 in 4).

Mlakar je leta 1967 podal kratek litološki



Sl. 4. Vertikalni in bočni prehodi med litološkimi zaporedji v plasteh skonca. 1. dolomitni konglomerat in gramozovec; 2. muljasti konglomerat ali muljasta breča; 3. bituminozni dolomitni peščenjak in meljevec; 4. dolomitni peščenjak, ponekod prodnat; 5. apnenčev dolomitni ali dolomitni apnenčev meljevec, ponekod prodnat; 6. peščeni in meljasti mikritni apnenec z redkimi prodniki; 7. meljasti in laporasti apnenec s prehodi v kalcitni laporovec; 8. meljasti mikritni apnenec in mikritni apnenec; 9. skrilav bituminozni dolomitni (C_1) ali kremenov (C_2) meljevec in skrilavi glinavec; 10. bituminozni dolomitni (C_1) ali kremenov (C_2) peščenjak; 11. glinenčvo-litični kremenov peščenjak z ostanki lupin brahiopoda *Discina*; 12. piroklastiti z roženci; 13. plasti in leče zelo bogatih sedimentnih cinabaritnih rud; 14. leče premoga (antracit); 15. plasti in leče pirita; 16. erozijska in drsna površina; 17. litološka zaporedja

Fig. 4. Lithological sequences in the Skonca beds and their transitions. 1. dolomite conglomerate and gravel; 2. paraconglomerate or muddy breccia; 3. bituminous dolomite sandstone and siltstone; 4. dolomite sandstone, pebbly in some parts; 5. calcareous dolomitic or dolomitic calcareous siltstone, pebbly in some parts; 6. sandy and silty micritic limestone with rare pebbles; 7. silty and marly limestone with transitions to calcitic marlstone; 8. silty micritic limestone and micritic limestone; 9. shaly bituminous dolomitic (C_1) or quartz siltstone and clayey shale; 10. bituminous dolomitic (C_1) or quartz (C_2) sandstone; 11. feldspar-lythic quartz sandstone containing remains of the brachiopod *Discina*; 12. pyroclastic rocks with chert; 13. strata and lenses of very rich sedimentary cinnabar ores; 14. coal lenses (anthracite); 15. pyrite strata and lenses; 16. erosion and slide surface; 17. lithological sequences

opis kamnin zaporedja A, vendar petrografsko takrat niso bile raziskane. Podoben kratek opis istih kamnin najdemo tudi v razpravi MLAKARJA in DROVENIKA (1971). Leta 1975 sta bili izdelani kemični analizi in mikroskopska pregleda dveh vzorcev apnenca iz plasti skonca (MLAKAR, 1975). Prvi vzorec (št. 54) iz 'Talnine' IV. obzorja, je bil določen kot dismikritni apnenec, drugi (št. 42) nabran za slepim jaškom Logar na III. obzorju, kot peščen apnenec z dolomitnimi ekstraklasti.

Kamnine zaporedja A so razvite na območju 'Talnine' (tektonaka enota Zorc in Čemernik) in južnem bloku rudišča (tektonska enota Auersperg in Pront), medtem ko jih v severnem bloku nismo našli (sl. 1 in 2). Odložene so bile v obliki različno velikih razpotegnjenih teles ali obsežnih leč. V južnem bloku rudišča (tektonska enota Auersperg) opazujemo do 8 m debela, približno 150 m dolga in do največ 70 m široka telesa (III. obzorje), (sl. 2). Na severni strani Auerspergovega preloma (sl. 1) so obravnavane kamnine razvite v nekoliko manjših lečastih telesih. Njihova največja dolžina je 80 m (17. etaža nad I. obzorjem), širina pa 50 m. Debelina običajno ne presega 4 m. Podobne dimenzije imajo tudi lečasto oblikovane kamnine zaporedja A v 'Talnini' (sl. 2).

Litološki različki peščeno-apnenčevih plasti zaporedja A so si po barvi med seboj zelo podobni. Največkrat jih lahko označimo kot srednje do temno sive včasih pa tudi temno zelenkasto sive.

Leta 1967 je Mlakar zapisal, da prehaja konglomerat postopno v drobnozrnat peščenjak z apnenčevim vezivom in sledovi rastlinskih ostankov (MLAKAR, 1967). Z naraščanjem apnenčeve komponente prehaja peščenjak v peščen apnenec, ki je v glavnem neplastnat in vsebuje tu in tam skrilave vložke. Pri kasnejših raziskavah smo k Mlakarjevemu litološkemu seznamu dodali še meljevec, laporovec, laporasti apnenec ter prehodne kamnine med naštetimi litološkimi različki (sl. 3 in 4). Prehodi med kamninami so ponavadi postopni in po sestavi zvezni. MLAKAR (1967, 1969) omenja predvsem vertikalno zaporedje in sicer konglomerat, peščenjak z apnenčevim vezivom, apnenec s skrilavimi vložki. Vendar najdemo med peščenjakom in apnencem še bolj ali manj debele vložke meljevca in prehodnih kamnin. Bočni ekvivalent dolomitnega peščenjaka je običajno meljevec, ki prehaja v litološke različke zaporedja C (sl. 4). Apnenec prehaja bočno v gomoljasti apnenec in laporovec, sledijo pa meljevec in 'klasične' kamnine skonca spodnjega karbonatnega dela niza C.

Peščenjak. V peščenjaku zaporedja A je plastnatost slabo razvita. Tu in tam opazujemo prekinjene vložke sivega, temno zelenega ali skoraj črnega skrilavega glinavca, ki daje kamnini gomoljast videz. Prehodi med skrilavim glinavcem in peščenjakom so hitri, vendar postopni.

Peščena zrna so največkrat usmerjena v smeri plastnatosti. Ponekod opazujemo tudi slabše izraženo nepravilno valovito laminacijo. Včasih najdemo v njem razporejene različno velike nepravilne 'prodne koncentracije' dolomitnega ali

apnenčeve dolomitnega konglomerata s peščeno osnovo. Osnova je po sestavi enaka kamninam, v katere so konglomerati vloženi. Prehodi so v vseh smereh postopni (sl. 4).

V profilih, kjer so razviti vsi litološki različki zaporedja A, leži peščenjak vedno neposredno na temno sivem ali zelenkasto sivem nesortiranem polimiktnem konglomeratu. Prehodi med konglomeratom in peščenjakom so običajno postopni. V nižjem delu peščenih plasti opazujemo velik delež prodnikov (>30 %), ki se navzgor v splošnem postopno znižuje. V nekaterih profilih izginejo že po nekaj decimetrih, drugod pa so skoraj enakomerno (10-20 %) razporejeni po vsem preseku peščenih plasti in se v nekaj odstotkih pojavljajo še v meljevcu in celo apnencu (sl. 4). Velikost prodnikov je dokaj različna. Najpogostejši imajo premer 5 mm, medtem ko so oblice s premerom do 1,5 cm redke. Ponavadi so grupirani v 2 dm širokih in nekaj decimetrov visokih lečah. Prodniki so pretežno dolomitni, le tu in tam najdemo nepravilne, običajno deformirane odlomke apnenca.

Med peščenimi zrnji so najpogostnejši odlomki dolomita. Njihov delež dosega celo 75 %, nikjer pa ni nižji od 50 %. Prevladujejo klasti veliki od 50 do 700 μm . Opazujemo tudi kamnine v katerih velikostnega razreda dolomitnih zrn ne moremo omejiti, saj prehaja peščenjak zvezno v meljevec. Dolomitna zrna so dobro zaobljena, po obliki pa izometrična in podolgovata. Največkrat plavajo v vezivu, v nekaterih vzorcih se med seboj dotikajo z ravnimi ali stilolitskimi stiki in tvorijo gosti zlog.

Najpogostejši so delci alnagna dolobiomikrita, dolopelmikrita, dolointrasparita, dolodismiktrita in delno ali povsem prekrizaljeni odlomki. Nekateri dolomitni prodniki in peščena zrna so bila očitno močno spremenjena že pred presedimentacijo. Številne izsušitvene pore v njih so bile zapolnjene s kalcitom ali kaolinitom. Kamnino sekajo kalcitne in bituminozne žilice bogate s piritom in kaolinitom (DROVENIK, ČAR & STRMOLE, 1975).

Redkejša apnenčeva zrna so v splošnem manjša in ne presegajo 200 μm . Njihov delež je največ 10 do 15 %. Apnenčevi klasti so dosledno iz prekrizaljenega mikrita. Ne glede na njihovo velikost so zelo nepravilnih oblik in se plastično prilagajajo očitno tršim dolomitnim zrnom. Zato imajo konkavno-konveksne kontakte ali pa že toliko deformirana, da oblikujejo psevdosnovo.

Zrna kremenca so zastopana le z nekaj odstotki. Velika so do 100 μm , oglata in imajo enotno potemnitev. V obravnavanih kamninah najdemo še odlomke karbonatizirane predornine, sljudo in redke dobro zaobljene piritizirane klaste.

V peščenjaku zaporedja A klaste sestavlja le pet litoloških različkov, medtem ko so klasti nekoliko starejših konglomeratov in peščenjakov iz območja Karóli in Auersperg (sl. 1 in 2) sestavljeni iz 10 do 15 kamninskih različkov (ČAR, 1985).

V peščenjaku ločimo dve vrsti veziva – terigeno in kemično. Največkrat predstavlja osnovo dolomit v velikosti melja od 30 do 5 μm . Dolomitni drobir je razporejen značilno neenakomerno. Ponekod zelo prevladuje in je kamnina skoraj-

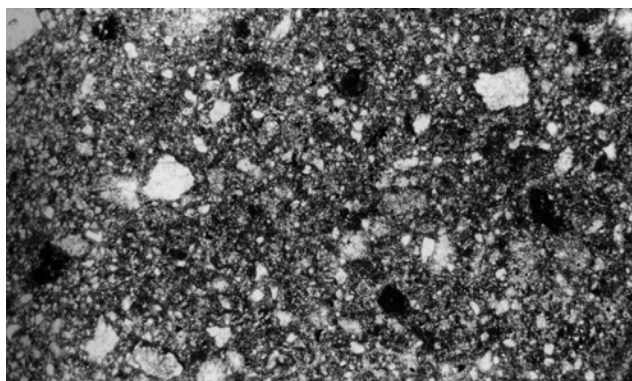
da brez cementa, drugod pa je dolomitni melj na redko posejan. Kot smo že omenili, opazujemo tu in tam močno deformirane apnenčeve mikritne klaste, ki prehajajo v psevdosnovo. Kot osnovno in porno vezivo nastopa zelo zaglinjeni mikrit.

Poznodiagenetski kalcitni cement je srednje do drobnozrnat, svetlejši in prozornejši. Kristali so euhedralni ali subhedralni. Poznodiagenetski kalcit je korozivnega tipa in nadomešča vse sestavine – klaste, dolomitno in mikritno osnovo.

Kot cement nastopa tudi pirit, ki je prav tako korozivnega značaja in lahko nadomešča vse ostale dele kamnine. Največkrat ga opazujemo v nepravilnih poljih v velikosti 20 do 60 μm . Tu in tam v poljih velikih do več milimetrov. V nekaterih vzorcih je dokaj enakomerno razporejen po kamnini v obliki framboidalnih zrn v velikostih do 5 μm .

Iz opisa vidimo, da poimenovanje karbonatno litičnega peščenjaka iz zaporedja A plasti skonca ni preprosto. V osnovi gre za slabo sortiran, srednjezrnat apnenčev dolomitni peščenjak z dolomitnim in kalcitnim vezivom. Zaradi večje ali manjše prisotnosti prodnikov (od 0 do 30 %) moramo nekatere različke imenovati prodnat ali maloprodnat peščenjak. Kamnino lahko v splošnem imenujemo sortirani, srednjezrnat, dolomitni, maloprodnat, muljasti peščenjak z dolomitnim in kalcitnim vezivom.

Meljevec (sl. 5). Meljevci so v zaporedju A plasti skonca značilne prehodne kamnine med peščenjaki in apnenci. So temno zelenkasto sive barve. V debelini do 4,5 m ležijo na apnenčevo dolomitnem peščenjaku ali redko neposredno na dolomitnem konglomeratu. Navzgor prehajajo v apnenec. Njihovi bočni ekvivalenti so že obravnavani peščenjaki ali bituminozne kamnine podzaporedja C_1 . Prehodi med naštetimi litološkimi členi so postopni (sl. 4).



Sl. 5. Peščeni apnenčev dolomitni meljevec z zaglinjenim mikritom (temnejši deli – obarvano). Vzorec L I/17 A-3, =N, 40x
Fig. 5. Sandy calcareous dolomite siltstone with clayey micrite (dark coloured). Sample L I/17 A-3, =N, 40x

Obravnavane kamnine so plastnate (sl. 3 in 4), le mestoma neplastnate. Decimetrske plasti so izrazite, po obliki valovite, gomoljaste, le redko ravne in neprekinjene. Litološke spremembe znotraj plasti povzročajo do en centimeter debeli vložki temno zelenega meljastega glinavca. V meljevcu opazujemo tudi laminacijo, ki je pogojena v večjo ali manjšo primesjo organske snovi.

Na številnih mestih je laminacija 'vijugava' zaradi sinsedimentacijskih deformacij.

Meljevci vsebujejo številne teksturne in strukturne posebnosti, ki so sicer bolj značilne za apnence. Kamnina je na svežem prelomu 'lisasta'. Svetlejši in temnejši nepravilni 'pege' so pogojene z več ali manj kalcitne komponente, oziroma z večjo ali manjšo prisotnostjo dolomitnega drobirja. Temnejši deli vsebujejo več kalcitne komponente, svetlejši so iz dolomitnega drobirja.

Naslednje 'razvitejše' strukturno-teksturne oblike v meljevcu so do več cm^2 veliki apnenčevi vključki z različnimi količinami kalcitne komponente. Lepo so vidni na svežih presekih meljevcev. Nekateri že lahko imenujemo intraklaste, saj so dobro definirani in kažejo na kratko preložitev. Večina apnenčevih vključkov so protointraklasti, saj so komaj izločeni iz svoje oklice in se ponavadi po obliki še prilegajo drug drugemu, ali pa jih že lahko opredelimo kot več centimetrov velike plastiklaste.

Meljaste kamnine vsebujejo številne, tudi več centimetrov dolge, različno oblikovane bioturbacijske oblike. Zapolnjene so s sedimentom, ki je bolj kalciten oziroma dolomiten, kot pa neposredna okolica. Pogostne so tudi okrogle in podolgovate votlinice zapolnjene s čistim euhedralnim in subhedralnim kalcitom in predstavljajo zapolnjene plinske mehurčke. Bioturbacija kot tudi plinski mehurčki so na nekaterih mestih močno deformirani. Tu in tam je bioturbacija tako močna, da razpada kamnina v večje ali manjše delce – psevdointraklaste.

Velikost klastov se hitro spreminja. Ponekod najdemo le delce med 5 in 50 μm , medtem ko opazujemo drugod odlomke do največ 120 μm . Meljevec je običajno dobro sortiran. Terigeni detritus je združen v velikostih od 20 do 60 μm in od 5 do 10 μm . V meljevcu najdemo ponekod tudi več centimetrov velike dolomitne prodnike ali dolomitna peščena zrna velika do 250 μm (sl. 4 in 5).

Med klastičnimi delci močno prevladujejo dolomitni odlomki. Predstavljajo vsaj 60 do 80 % terigene komponente. Sicer pa najdemo v meljevcu še nekaj odstotkov apnenčevega melja, 2 do 5 % oglatih kremenovih zrn v velikosti do 100 μm z enotno potemnitvijo, sericit, ki je pogostno skoncentriran v 'gnezdih' in redka kaolinitna zrna.

Terigeni delci so v kamnini neenakomerno razporejeni. Ponekod povsem prevladuje osnova, drugod grade odlomki zelo gost zlog. Nepravilna je tudi razporeditev delcev različnih kamnin. V nekaterih delih meljevcev prevladujejo dolomitni klasti, drugod je več kremenovih ali apnenčevih. Vse to povzroča značilen marogast izgled meljevca.

Vezivo je v splošnem enakega značaja kot v peščenjaku – terigeno in kemično. Pogosto veže meljaste delce zaglinjen mikrit osnovnega ali pornega tipa. Meljaste delce pod mikroskopom ne moremo ločiti in natančneje opredeliti.

Za obravnavane kamnine so zelo značilni različki, v katerih je kalcitno-dolomitno vezivo bolj opredeljivo. Razmerje med njima je

največkrat okrog 60:40 v korist kalcitne komponente, neredko približno 50:50. V peščenjaku kot tudi 'debelozrnatih' meljevcih (delci večji od 30 μm) predstavljajo dolomitni del veziva izključno terigeni detritus, ki leži v zaglinjenem mikritu. Menimo, da imamo enake razmere tudi v vezivu drobnozrnatih meljevcev.

V meljevcu opazujemo poznodiagenetski kalcitni cement, ki je največkrat korozivnega značaja. V obliki anhedralnih in subhedralnih kristalov nadomešča klaste kot tudi osnovo. Avtigenega piritu v obliki drobnih zrn v velikosti od 4 do 25 μm , od katerih imajo nekateri framboidalno zgradbo, je sorazmerno malo. V žilicah opazujemo vsaj dve generaciji piritu. Za meljevce značilna mineralna sestava je podana v tabeli 1.

V meljevcih opazujemo tudi 'prodne koncentracije', podobno kot v apnenčevem dolomitnem peščenjaku. Prodniki znotraj leč niso urejeni.

Opisane kamnine lahko v splošnem imenujemo apnenčev dolomitni meljavec z zaglinjenim mikritom ali dolomitni apnenčev meljavec. Za nekatere vzorce bi morali dodati še izraz peščen ali prodnat. Poskus natančnejše opredelitve pokaže, da lahko večino različkov združimo pod imenom temno sivozelen, ponekod laminiran, slabo sortiran, debelo do srednjezrnat apnenčev dolomitni ali dolomitni apnenčev, peščeni ali maloprodni meljavec.

Apnenec. Apnenec je razvit v obliki razpotegnjenih teles ali plošč. Njihova debelina je v južnem bloku rudišča (tektonska enota Auersperg) od 0,5 do 3 m. V območju »Talnine« do 4 m (sl. 1, 2, 3 in 4). Kamnine so zelenkasto sive, na svežem preseku marogaste. Na stiku z meljevci opazujemo tanke vložke laporastega apnenca in laporovca.

Plasti nakazujejo prekinjeni vložki sivega ali zelenkastega skrilavega muljevca v razdalji do največ 0,5 m. Apnenec ima zaradi tega pogostno gomoljast izgled, sicer pa je masiven. Ponekod nakazuje laminacijo vzporedno orientirani organski drobci.

Teksturno-strukturne oblike, ki jih opazujemo v apnencu, so povsem enake kot v meljevcu. V prvi vrsti moramo omeniti do 1 cm velika ostro omejena polja okroglih ali elipsastih oblik. Zapolnjena so s prozornim debelozrnatim sparitnim kalcitom in najverjetneje predstavljajo plinske mehurčke. Kjer so sparitna polja pogostnejša, prehaja kamnina v značilen peščen ali meljast dismikrit. V »Talnini« opazujemo še do več centimetrov velike pore zapolnjene z debelozrnatim sparitnim kalcitom.

Tudi v apnencih opazujemo območja z različnimi količinami kalcitne komponente, ki dajejo kamnini marogast videz. Na številnih lokacijah najdemo različno oblikovane prototraklaste in plastiklaste, ki že lahko prehajajo v več centimetrov velike intraklaste.

Enako kot v karbonatnem meljevcu opazujemo tudi v apnencu različno oblikovane bioturbacijske oblike zapolnjene običajno s svetlejším, manj zaglinjenim mikritom do mikrosparitom. Prototraklasti in plastiklasti ter številne bioturbacijske oblike ustvarjajo zelo zapleteno notranjo zgradbo.

Vzorec apnenca iz »Talnine« je raziskala Orehkova (MLAKAR, 1975). Kamnino je poimenovala prekrystaljeni dismikritni apnenec (vzorec št. 54). Izdelana je bila tudi kemična analiza. Poleg kalcita vsebuje 9,48 % SiO_2 , 2,72 % Fe_2O_3 in 1,59 % Al_2O_3 .

Pri kasnejših raziskavah 'čistih' apnencev v zaporedju A nismo našli. Vsi preiskani vzorci so vsebovali večje ali manjše količine terigenih primesi (sl. 6). Med litoklasti prevladujejo dolomitni in apnenčevi ekstraklasti. Razmerje med njimi je približno 70:30 oziroma 80:20 v korist dolomitnih delcev. Dolomitni klasti so sorazmerno lepo zaobljeni. Njihova velikost je 70 μm , najdemo pa tudi delce s premerom do 250 μm . Prevladujejo različki dolobiosparita, dolointrasparita in prekrystaljenih dolomikritov. Apnenčevi klasti so iz zaglinjenega mikrita ali prekrystaljenega mikrita. Običajno je glinasta snov koncentrirana v večjih ali manjših krpah. Opazujemo še sljudo in korodirana zrna kremenca z enotno potemnitvijo v velikosti do 50 μm .

Med alokemičnimi komponentami omenjamo slabo ohranjene intraklaste in redke, že delno prekrystaljene bioklaste (sl. 6). Alokemi so običajno skoncentrirani v manjših, na obrobju slabo izraženih poljih.

Vse omenjene komponente ležijo v mikritu, oziroma mikrosparitu v velikosti od 7 do 20 μm . Mikrita in mikrosparita ni mogoče ločiti po območjih, ampak povsem nepravilno prehajata med seboj. Vsebuje veliko glinastih primesi, zato sta zelo motna. Mikrit je na številnih mestih popolnoma prekrystaljen in prehaja v čistejši anhedralni sparit s kristali velikimi do 100 μm . Čistejši kalcit obdaja tudi številne dolomitne in apnenčeve ekstraklaste.

V kamnini so dokaj enakomerno razporejena piritna zrna. Nekatera zrna imajo framboidalno zgradbo, ponekod pa se združujejo in dosežejo velikost do 400 μm . Apnenec sekajo kalcitne, kalcitne in piritne žilice.

Tabela 1. Mineralna sestava meljevca iz zaporedja A plasti skonca

vzorec	dolomit	kalcit	kremen	illit-muskovit	kaolinit	pirit	plagioklazi
L/R ₈	+++	+++	+++	++	-	+	+

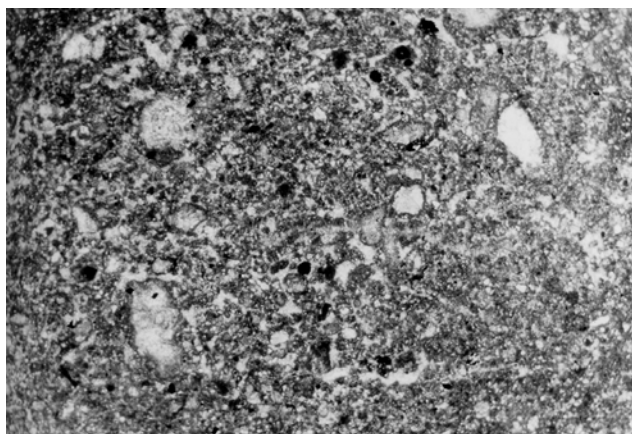
L/R₈ = meljavec iz sledilnega rova za sl. j. Bajt na II. medobzorju, vzorec L II m A-8;

+++ = 10 – 30 %

++ = 5 – 10 %

+ = do 5 %

Večina pregledanih apnenčevih različkov lahko poimenujemo peščeni ali meljasti mikritni do mikrosparitni apnenec, oziroma dismikrit. Le tu in tam najdemo polja delno prekristaljenega intrabiomikrita (sl. 6).



Sl. 6. Prekristaljeni meljasti intrabiomikrit. Vzorec L II m A-6, +N, 15x

Fig. 6. Recrystallised silty intrabiomicrite. Sample L II m A-6, +N, 15x

Kamnine zaporedja B

K zaporedju B plasti skonca prištevamo ozek pas prehodnih litoloških različkov. Najdemo jih na stiku zaporedij A in spodnjega karbonatnega (C_1) dela niza C, (sl. 4). Prehodi med petrografskimi različki so hitri, litološko zvezni, po sestavi pa postopni. Količina prehodnih kamnin zaporedja B je glede na kamnine zaporedij A, C in D zelo majhna. Iz navedenih razlogov jih ne bomo podrobno obravnavali.

V okviru zaporedja B smo na podlagi ocene sestave določili naslednje petrografske različke (sl. 3 in 4):

- meljasti apnenec (od 50 do 85 % karbonata),
- laporasti apnenec (65 do 85 % karbonata),
- laporovec (35 do 65 % karbonata),
- glinavec (0 do 15 % karbonata),

Vse našete kamnine so sicer dobro stratificirane, vendar pa so plasti nepravilne, lečaste ali gomoljaste. V laporovcu so plasti debele okrog enega centimetra in so prekinjene ali neprekinjene. Sedimentacijske teksture so enake kot v kamninah zaporedja A.

Kamnine zaporedja C

K zaporedju C prištevamo 'klasični' del plasti skonca in sicer litološke člene, ki jih rudarji že vse skozi prištevajo 'idrijskemu skrilavcu', oziroma od LIPOLDVEGA (1874) poimenovanja, plastem skonca. Za kamnine zaporedja C je značilna izrazita dvojnost v sestavi. V spodnjem delu zaporedja C - podzaporedje C_1 - prevladuje karbonatna sestava, v zgornjem delu - podzaporedje C_2 - pa silikatne komponente. Prevladujoča karbonatna komponenta v podzaporedju C_1 je pogojena s karbonatnimi terigenimi delci in zaglinjenim mikritnim vezivom. Številni so nedoločljivi rastlinski delci, drugih fosilnih ostankov v podzaporedju C_1 ni. Približno na nivoju prvega močnejšega vložka piroklastičnih

kamnin (sl. 3 in 4) se sestava hitro, vendar postopno, spremeni. Kamnine sestavlja terigeni material v obliki drobirja meljevca in peščenjaka, limonitiziranega mono in polikristalnega kremena, sljude in drobnega glinenega veziva, ki se meša s sekundarnimi preperinskimi minerali kot sta kaolinit in sericit. Glede na sestavo menimo, da našete komponente predstavljajo presedimentiran material karbonskih klastitov. Sočasni vulkanizem je skupaj s kasnejšimi spremembami prispeval odlomke čistega monokristalnega kremena, spremenjenih kislih predornin, illitiziranih in kaoliniziranih glincev, kvarcita ter zrna cirkona, apatita, turmalina in epidota, delci terigenega kremena in spremenjenih magmatskih kamnin. Pomembni komponenti v omenjenih kamninah podniza C_2 so številni radiolariji, ki lahko tvorijo radiolarite in iglice kremenovih spongi (MLAKAR & DROVENIK, 1971). V najvišjem delu plasti skonca so se odložili drobno do srednje zrnati kremenovo-litični peščenjaki z ostanki lupin brahiopoda *Discina* in glinastim vezivom. Najdemo tudi vložke orudenih radiolaritov (MLAKAR & DROVENIK, 1971).

Kamnine celotnega zaporedja C so v veliki večini močno skrilave, zaradi velikih količin bituminoznih snovi v celoti črne ali skoraj črne. Zaradi tega kamnin podzaporedij C_1 in C_2 brez natančnejšega pregleda makroskopsko ni mogoče ločiti med seboj (sl. 3 in 4). Pač pa jih po skrila-vosti in barvi dobro ločimo od sivo-zelenkastih kamnin nizov A in B.

Kamnine zaporedja C so nastajale v vseh tektonskih enotah rudiščnega dela idrijskega srednjetrojskega tektonskega sistema (PLACER & ČAR, 1975, 1977; ČAR, 1985) od območja 'Talnine' do Pronta (sl. 1). V današnji zgradbi najdemo kamnine zaporedja C v obliki različno velikih tektonsko omejenih telesih v vseh delih rudišča (ČAR, 1985, 1989).

Zaradi zapletenih morfoloških razmer v idrijskem srednjetrojskem tektonskem sistemu je debelina kamnin zaporedja C od profila do profila drugačna (sl. 1 in 3). O spremembah debeline v različnih delih rudišča (sl. 2) zaradi pomankanja podatkov iz starejših odkopnih polj, ni mogoče podati zadovoljive predstave. Pri nadaljnjem razpravljanju se bomo poslužili le povprečnih, že v začetnih poglavjih omenjenih števil.

Po podatkih starejših raziskovalcev sestavljajo 'klasične plasti skonca' - zaporedje C - v rudišču bituminozni skrilavec in meljevec, kremenov peščenjak, peščenjak z ostanki brahiopoda *Discina*, konglomerat, leče antracita, radiolarit in tuf (LIPOLD, 1874; KOSSMAT, 1899, 1911; KROPAČ, 1912; BERCE, 1958; MLAKAR, 1967; MLAKAR & DROVENIK, 1971). O morebitnih zakonitostih zaporedja usedanja in odnosih med posameznimi litološkimi členi znotraj plasti skonca starejši raziskovalci niso ničesar zapisali. Podatke o tem podajamo v nadaljevanju (ČAR, 1985).

Zaporedje kamnin C ima zapleteno notranjo zgradbo. Litološki različki prehajajo bočno drug v drugega, vertikalno se med seboj menjavajo. Peščene, meljaste, bituminozne glinaste ali skrilave muljaste kamnine prekinjajo v spod-

njem karbonatnem delu (C_1) vložki debelozrnatega dolomitnega konglomerata, dolomitnega parakonglomerata, laporovca, laporastega apnenca, leče antracita in sedimentnih cinabaritnih rud, v zgornjem silikatnem delu (C_2) tanke plasti piroklastitov, premoški vložki (antracit) in plasti ali leče izjemno bogatih sedimentnih cinabaritnih rud (sl. 3 in 4). Dimenzije naštetih vložkov so od nekaj decimetrov do več sto metrov. Za zaporedje C velja, da so posamezne kamnine v nekaterih delih rudišča pogostnejše kot v drugih, v nekaterih profilih celo manjkajo, kar je pogojeno z usedanjem na različnih strukturnih blokih (tektonskih enotah) idrijskega srednjetrojanskega tektonskega sistema (sl. 1).

Na območju »Talnine« so bili odloženi predvsem bituminozni skrilavi muljevci C_2 . V rudarski praksi so jih imenovali 'skrilavec ali antracitni skrilavec'. Le redko so bile kamnine toliko kompaktne, da smo jih lahko brez zadržkov imenovali bituminozni meljevec ali glinavec. Podobno velja tudi za zaporedje C_2 v tektonski enoti Čemernik (sl. 1). V tektonski enoti Karóli (sl. 1) močno prevladuje peščenjak, ki prehaja navzgor v različne bituminozne skrilave muljevece. Najbolj menjajoče so kamnine zaporedja C razvite na severnem pragu srednjetrojanskega tektonskega sistema (sl. 1). Do Auerspergovega preloma so dokaj enakomerno zastopane peščene in muljaste kamnine z vsemi prehodi. Na območju tektonske enote Pront (sl. 1) so pogostnejši bituminozni skrilavi meljevci in predvsem zelo bituminozni glinasti muljevci z antracitnim sijajem. Na severnem delu severnega praga (tektonska enota Pront) je bil odložen le zgornji silikatni del C_1 , še više na severnem pragu plasti skonca niso bile odložene (sl. 1).

Zunanja plastnatost je najlepše razvita v dolomitnih peščenjakih in meljevcih (C_1) ter kremenovih peščenjakih in meljevcih (C_2). To velja zlasti za zgornji del plasti skonca v tektonski enoti Karóli in tektonski enoti Auersperg (sl. 1). V splošnem si sledijo peščenjak-meljevec-skrilavec.

Postopna zrnastost skozi več plasti je bila lahko popolna ali nepopolna, saj je ta ali oni člen manjkal. V manj skrilavih delih presekov je razvita horizontalna ali valovita plastnatost. Plasti peščenjaka so debele od 5 do 7 cm, meljevca od 1 do 3 cm. Peščene in meljaste kamnine so laminirane. Kot posebnost omenjamo še 'piritni ritmit', ki ga najdemo v nekaterih profilih zaporedja C_2 . Menjavajo se do 1 cm debele plasti pirit in skrilavca, (sl. 3, presek 2; sl. 14).

O nekaterih najpogostnejših litoloških členih iz zaporedja C skonca plasti že obstajajo petrografski opisi MLAKARJA in DROVENIKA (1971). Spremljajo jih kemične in rentgenske analize ter podatki o orudenju. V nadaljevanju bomo obravnavali predvsem litološke razlike, ki jim doslej niso posvečali posebne pozornosti.

Meljevec. Meljastih kamnin v nizu C dosedanj raziskovalci ne omenjajo. To je nenavadno, saj so meljevci pogostni in značilne kamnine tako za karbonatno C_1 kot tudi za silikatno C_2 podzaporedje. Ker so kamnine v glavnem močno skrilave so jih zagotovo uvrščali med 'glinaste skrilavce', v manj klivažiranih profilih pa k drobnozrnatimi peščenjakom. Bituminozni meljevec prehaja zvezno v skoraj črn, laminiran, močno bituminozen kremenov glinavec oziroma skrilavec. Omenjene kamnine sestavljajo dobršen del zaporedja C (sl. 4). Kamnine, ki smo jih raziskali, izhajajo iz obeh podzaporedij – C_1 in C_2 .

V meljevcih je bituminozna snov na gost, vendar neenakomerno razporejena. Sredi glinaste osnove opazimo zrna kremen, orudena zrna kalcedona, sericita (illit-muskovit), delno kaolinizirana in karbonatizirana zrna glinencev velika do 35 μm in redke apnenčeve klaste. V nekaterih območjih prevladujejo zrna, drugod vezivo. Laminacijo velikokrat ustvarja neenakomerne porazdelitve bituminozne snovi. Pirit v velikosti od 2 do 4 μm najdemo sicer povsod v kamnini, vendar je njegov delež v bituminoznejših delih precej večji.

Tabela 2. Mineralna sestava nekaterih meljevcev iz zaporedja C

Vzorec	dolomit	kremen	Illit- muskovit	kaolinit	pirit	markazit	glinenci	drugo
L/R ₃	++++	+++	+	++	+++	-	-	-
L/R ₆	-	+++	++	++	++++	++	-	-
L/R ₇	-	++++	+++	++	++	-	++	-
L/R ₁₄	++++	++++	++	++	+++	-	-	sadra

L/R₃ bituminozni kremenov dolomitni glinasti meljevec, III. obz., preboj sl.j. Leithner - Vsi Sveti; vložek v dolomitnem konglomeratu

L/R₆ piritizirani kremenov meljasti glinavec, etaža Ziljska I/17; podzaporedja C_2

L/R₇ kremenov glinasti meljevec, etaža Kropač I/19; podzaporedja C_2

L/R₁₄ skrilavi vložek v kremenovo-dolomitnem glinastem meljevcu, III. obz. pri slepem jašku št. 14.; podzaporedja C_1

++++ = 30 – 50 %

+++ = 10 – 30 %

++ = 5 – 10 %

+ = 5 %

Osnovne tipe meljastih kamnin lahko poimenujemo laminiran, bituminozni dolomitni meljevec (podzaporedja C_1). Kamnino iz etaže Ziljska I/17 smo označili kot piritiziran kremenov meljasti glinavec (vzorec iz podzaporedja C_2).

Skrilavi bituminozni muljevec. Črni bituminozni skrilavi muljevec z antracitnim sijajem je prav gotovo najznačilnejši litološki člen plasti skonca idrijskega rudišča. Prve petrografske preiskave črnega skrilavca z antracitnim sijajem sta opravila MLAKAR in DROVENIK (1971). Ugotovila sta, da so skrilave kamnine sestavljene večji del iz mineralov glin in organske snovi, zato jih uvrščata med bituminozne glinaste skrilavce. MLAKAR (1975) navaja tudi njegovo kemično sestavo. Kamnina vsebuje visok odstotek SiO_2 (48,5 %) in karbonata (36,30 %), 1,9 % C in le 7,22 % Al_2O_3 (MLAKAR, 1975).

Na III. obz. so bili v proggi med sl.j. št. 14 in št. 1 odprti kremenovi dolomitni meljevci z vmesnimi centimetrskimi vložki črnega skrilavca. Rentgen-ski pregled (tabela 2, vzorec L/R₁₄) potrjuje, da je njegova mineralna sestava povsem v soglasju s sestavo meljevca, v katerem se nahaja (tabela 2, vzorec L/R₃). V skrilavih vložkih se pojavljajo tudi sledovi sadre, ki je pogosten sekundaren mineral idrijskega rudišča in nastaja pri oksidacijskih procesih.

Peščenjak z ostanki lupin brahiopoda Discina, zgornji del podzaporedja C_2 (sl. 3 in 4). V številnih profilih se sedimentacija podzaporedja C_2 zaključuje z največ 2,5 m debelo plastjo kremenovega peščenjaka, ki lahko prehaja lateralno in vertikalno v lumakelo iz lupin brahiopoda *Discina* (sl. 3 in 21). Peščenjak z lupinami *discin* je bil pogosto bogato oruden. V rudarski praksi so tovrstno rudo imenovali 'koralna ruda' (sl. 21).

Prvi podroben petrografski opis peščenjaka z ostanki *discin* sta podala MLAKAR in DROVENIK (1971). Podrobno sta obravnavala tudi način orudenja. Leta 1975 je MLAKAR (1975) dodal še kemično sestavo dveh vzorcev peščenjaka. Ugotavlja, da vsebujeta od 59,5 do 74,3 % SiO_2 , okoli 7 % Al_2O_3 , komaj 1 % karbonatov in precej žvepla. V nadaljevanju podajamo še petrografski opis peščenjaka z ostanki *discin*.

Peščenjak ima homogeno strukturo. Terigenih zrn je približno 80 %, ostalih 20 % zavzema vezivo. Zrna se večinoma dotikajo v točkah, ravnih in konkavno-konveksnih kontaktih, nekatera pa plavajo v osnovi. Zrna niso orientirana. Terigeni delci so veliki od 30 do 300 μm , v povprečju okoli 150 μm . So srednje dobro sortirani. Njihovi preseki so vmesnih oblik in so večinoma zelo oglati. Kamnina je strukturno nezrela.

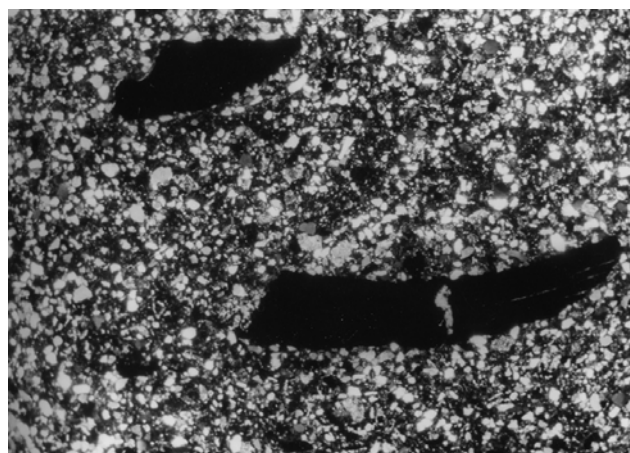
Med terigenimi delci prevladuje kremen. Zastopan je s prevladujočimi mono- in redkejšimi polikristalnimi zrn velikimi do 30 do 300 μm . Tu in tam imajo kremenova zrna vključke, največkrat muskovita. Na robovih so nekatera redka zrna nadomeščena s sericitom. Avtigene rasti kremen v zbrusku nismo opazili.

Po količini sledijo litična zrna v velikosti od

100 do 300 μm , povprečno 200 μm . Med njimi prevladujejo zrna kisljih predornin. Njihova osnova je večinoma močno ali popolnoma spremenjena. Poleg tega najdemo še zrna polikristalnega kaolinita, roženca in kvarcita. Litična zrna so razvrščena slučajno in niso orientirana. Njihovo velikost in obliko je zaradi močnih sprememb težko določiti. Zrna spremenjenih predornin, kaolinita in roženca vsebujejo ponekod vključke cinabarita.

Glinenci so zastopani z dvojčičnimi in nedvojčičnimi različki. Prvi prevladujejo. Razporeditev glincev, tako kot drugih zrn, je povsem slučajen. Tudi velikost je podobna kot pri kremenu. Vključki v glinencih so precej pogostni. Največkrat opazujemo illit (sericit), cinabarit, redkeje pa kalcit in neprozorne minerale. Avtigenih robov pri glinencih nismo opazili. Nekatera zrna glincev so močno spremenjena. Večinoma so sericitizirana, v manjši meri pa kaolinizirana in delno ali popolnoma kalcitizirana. Značilno je, da v najbolj spremenjenih, predvsem illitiziranih glinencih, opazujemo največje število cinabaritnih vključkov.

S približno dvema odstotkoma so v kamnini zastopani še muskovit, ki se delno prerašča s kloritom, in večji ali manjši odlomki lupin brahiopoda *Discina* (sl. 7 in 21).



Sl. 7. Glinenčevo-litični kremenov peščenjak z ostanki lupin brahiopoda *Discina*. Vzorec iz etaže Turniš I/5, =N, 15x

Fig. 7. Feldspar-lythic quartz sandstone containing remains of the brachiopod *Discina*. Sample from the Turniš level I/5, =N, 15x

Osnovo, ki jo je v povprečju 20 %, sestavljajo minerali glin. Prevladuje illit, ki je zaradi organskih primesi obarvan največkrat rjavkasto. Razvrščen je slučajno in je pornega, redkeje osnovnega tipa. Verjetno je del osnove primaren in pripada ortoosnovi, večji del pa predstavlja epiosnovo.

Cement nastopa le v sledovih. Največ je koroziivnega kalcitnega cementa. Najdemo še skupke pirta, v žilicah pa kremen in cinabarit.

Glede na zgornji opis lahko peščenjak, ki predstavlja matično kamnino koralne rude, poimenujemo temnosiv, srednje sortiran, drobnnozrnat, sljudnat, glinenčevo litični kremenov peščenjak.

Apnenčeve in laporaste leče (podzaporedje C_1). V bituminoznem meljevku in skrilavcu najdemo

ponekod leče ali plasti temno sivega do črnega apnenca z laporovcem na obrobju (sl. 4). Leče ali lečaste plasti so lahko decimetrskih do največ metrskih debelin. V dolžino in širino segajo običajno le nekaj metrov.

Približno 75 % kamnine predstavlja močno zaglinjen in bituminozen mikrit in dolomikrit. Organska snov je neenakomerno porazdeljena. Razmerje med kalcitno in dolomitno komponento je približno 55:45. V mikritni osnovi opazujemo 15 do 20 % terigenih karbonatnih, kremenovih in kalcedonskih zrn velikih do 35 μm . Tu in tam najdemo še sericit. Pirita je približno 5 do 7 %. Framboidalni pirit v velikosti okoli 4 μm se ponekod združujejo v skupke velike do 70 μm .

V kamnini opazujemo do 1 cm velike različno dobro izoblikovane plastiklaste. Običajno so bolj zaglinjeni in bituminozni od okolice. Včasih prehajajo v velike intraklaste s prozornim karbonatnim robom.

Glede na odstotek dolomita v mikritni osnovi kamnino prištevamo dolomitnemu apnencu. Z upoštevanjem velikega odstotka glinenih mineralov (15 do 35 %) ga opredelimo kot laporasti dolomitni apnenec.

V neposredni okolici dolomitnega apnenca opazujemo zvezne prehode v skrilavi muljevec. Odstotek mineralov glin se postopno večja. Apnenec prehaja v laporovec (od 35 do 65 % glinaste komponente), ta pa v karbonatni skrilavi muljevec (65 % mineralov glin) in dalje v skrilavi glinavec.

Dolomitni konglomerat in muljasti konglomerat. Konglomerati in parakonglomerati so po sestavi dosledno monomiktni. Sestavljeni so samo iz prodnikov presedimentiranega zgornjeazijanskega dolomita, ki je bil po prvem erozijskem obdobju odložen neposredno na karbonske kamnine (ČAR, 1985, 1989, 1990).

Dolomitne debeloklastične kamnine po nastanku niso enotne in se pojavljajo v obliki različno velikih lečastih vložkov. Največkrat je kamnina neplastnat, slabosortiran, drobnozrnat dolomitni konglomerat z gostim zlogom, muljasto osnovo in kalcitnim cementom. Na etažah Turniš in Kropač-Ziljska so konglomerati zapolnjevali do 3,5 m široke in okoli 1,5 m globoke erozijske kanale (sl. 3, 4 in 23). Drobni, slabo zaobljeni dolomitni prodniki so močno prevladovali, bituminozno-glinastega veziva in kalcitnega cementa je bilo malo. Dolomitni klasti so bili sekundarno razpokani, močno bituminizirani in največkrat bogato prepojeni s cinabaritom.

Na več lokacijah smo v bituminoznih muljevcih opazovali leče dolomitnega neurejenega, slabo sortiranega muljastega konglomerata z veliko muljaste osnove in ostro omejenimi diskontinuitetnimi obrobji. Dolomitni prodniki so bili slabo do zelo slabo zaobljeni, veliki od približno 1 cm pa do 20 cm in tudi več. Muljasti konglomerat je lahko bočno prehajal v območja 'prodnih koncentracij', kjer je močno prevladovala muljasta osnova. V muljastih konglomeratih so bili pogostni tudi nezaobljeni dolomitni odlomki.

Pirit in markazit. Pirit in markazit, ki ga je bistveno več v podzaporedju C₂ kot v podnizu C₁, se pojavlja v obliki leč in plasti (sl. 3). Podroben opis in problematiko njunega nastanka najdemo v razpravi MLAKARJA in DROVENIKA (1971).

Premoški vložki (antracit) in druge organske snovi. Vložke premoških leč in rastlinskih ostankov je v zgornjih plasteh skonca ugotovil že LIPOLD (1874). JANDA (1892) je pripravil kemično analizo antracita, SCHRAUF (1891) pa 'antracitu podobnega' skrilavca skonca. Vsi kasnejši raziskovalci so antracit in organske ostanke omenjali, niso pa jim posvečali posebne pozornosti. Oruden 'antracit' sta raziskava šele MLAKAR in DROVENIK (1971).

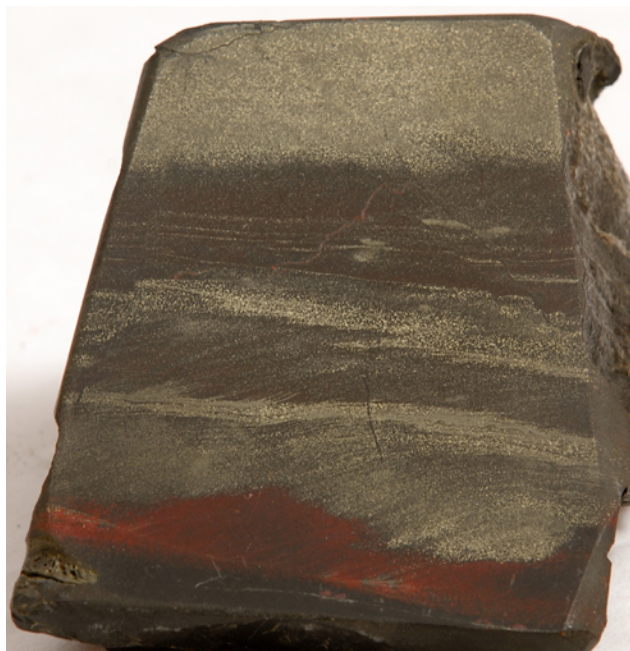
Premoške leče in luske brezstrukturnega sapropela najdemo v celotnem delu zaporedja C (sl. 3 in 4). Pojavljajo se največkrat v milimetrskih in centimetrskih debelinah, redkeje v decimetrskih. V sedemdesetih letih preteklega stoletja smo večjo orudeno 'antracitno' lečo odkopavali na etaži Turniš I/4. Debela je bila 40 cm, dolga več kot 3 m. Manj pogostne so koncentracije nerazpoznavnega rastlinskega detritusa, ki je ohranjen predvsem v peščenih litoloških členih v zgornjem delu plasti skonca. Orudeni 'antracit' so v 18. stoletju rudarji slikovito imenovali 'gorljiva ruda' (sl. 3 in 4).

Cinabaritne sedimentne rude. Posebno vrsto sedimentnih kamnin predstavljajo različki sinsedimentnih cinabaritnih rud. Sem prištevamo rude z rudarskimi imeni *jeklenka*, *opekovka*, *jetrenka*, *koralna ruda* in različne druge *plastnate rude* (sl. od 8 do 12, od 15 do 17 in od 19 do 21). Nastanek sedimentnih rud in njihovo sestavo sta podrobno obravnavala MLAKAR in DROVENIK (1971). Na nekatere njihove posebnosti bomo opozorili pri obravnavi sedimentnih tekstur.



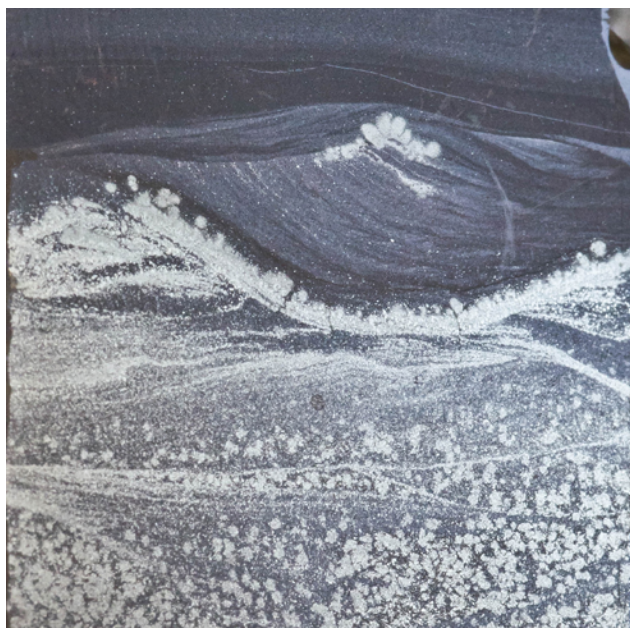
Sl. 8. Zaradi pogrezanja deformirane cinabaritne, piritne in piritno-cinabaritne lamine v menjavi z zaglinjenim muljevcem. Bogata cinabaritna ruda imenovana tudi 'plastnata' ruda. Kropač IIm/8. Velikost vzorca: 15 x 10 cm. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 8. Cinnabar, pyrite and pyrite-cinnabar laminates alternating with clayey siltstone, deformed due to sinking. Rich cinnabar ore is also called 'bedded' ore. Kropač IIm/8. Sample size: 15 x 10 cm. Photo: Rafael Podobnik



Sl. 9. Sedimentna ruda – opekovka. Navzkrižna laminacija, vzdolžni presek male koritaste plastnatosti. Zgoraj vodoravna laminacija. Kropač IIm/7. Velikost vzorca 7 x 8 cm. Foto: Jani Peternej

Fig. 9. Sedimentary 'brick' ore – opekovka. Cross lamination - longitudinal section of minor trough bedding. In the upper part parallel lamination. Kropač IIm/7. Sample size 7 x 8 cm. Photo: Jani Peternej



Sl. 10. V spodnjem delu slike vidimo plast s koritasto navzkrižno laminacijo, bogato s piritom. V zgornjem delu so sipinice erodirane in jih prekriva plast s skoraj vodoravno laminacijo. Lamine so sestavljene iz bituminoznega dolomitnega glinastega meljevca z različnimi količinami piritnih zrn. Sedimentne teksture so sekundarno deformirane zaradi kasnejše rasti pirita. Kropač IIm/ 7. Velikost vzorca 5 x 3 cm. Foto: David Tončič

Fig. 10. Visible in the lower part of the photo is a pyrite-rich layer with trough-cross lamination. In the upper part, the ripples are eroded and covered with a layer of almost horizontal lamination. The laminates are comprised of bituminous dolomitic clayey siltstone with varying quantities of pyritic grains. The sedimentary structures are secondarily deformed due to the subsequent growth of pyrite. Kropač IIm/ 7. Sample size 5 x 3 cm. Photo: David Tončič



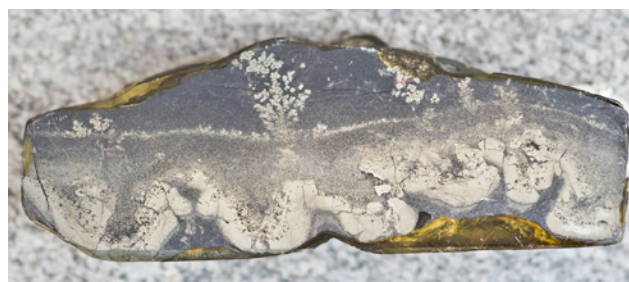
Sl. 11. Vzporedno laminiran langobardski tuft. Menjavajo se lamine in tanke plasti s postopno zrnastostjo orudenih kalcedonskih zrn in piroklastičnega materiala. Kropač IIm/8. Velikost vzorca 10 x 6,5 cm (levi rob vzorca). Foto: Rafael Podobnik

Fig. 11. Parallely laminated Langobardian tuffite. Alternations of laminate and thin-bedded, mineralised chalcedony grains and pyroclastic materials exhibiting graded bedding. Kropač IIm/8. Sample size 10 x 6,5 cm (left edge of sample). Photo: Rafael Podobnik



Sl. 12. Postopno zrnastost v tuftu gradijo s cinabaritom prepojena kalcedonska zrna. Iz etaže Kropač I/19. Velikost vzorca 4 x 8 cm. Foto: Jani Peternej

Fig. 12. Graded bedding in tuffite built by cinnabar-bearing chalcedony grains. From the Kropač I/19 level. Sample size 4 x 8 cm. Photo: Jani Peternej



Sl. 13. Zaradi zdrsa nagubana in razlomljena piritna plast. Odkopno polje Ziljska I/17. Velikost vzorca 9,5 x 3,5. Foto: David Tončič

Fig. 13. Pyrite bed, folded and crushed as the result of slump. Mine field Ziljska I/17. Sample size 9.5 x 3.5. Photo: David Tončič

Kamnine zaporedja D

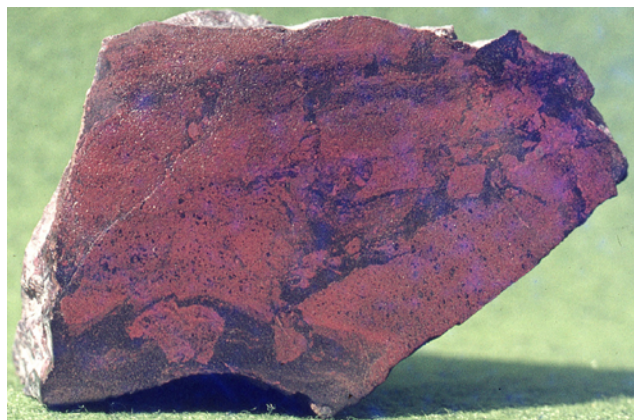
K zaporedju D prištevamo piroklastične kamnine – tuf, tufit in radiolariski roženec, ki jih najdemo na stiku podzaporedij C1 in C2, kot vložke v podzaporedju C2 ter najnižji del piroklastičnega horizonta, ki prekriva plasti skonca v rudišču v debelini do 80 m (MLAKAR, 1967).

Tufske vložke v plasteh skonca idrijskega rudišča je doslej omenil le BERCE (1958). Njihov delež se na območju severnega praga (sl. 1) od juga proti severu veča. V okviru tektonske enote Pront so vložki piroklastitov v zgornjem delu plasti skonca že sorazmerno pogostni (sl. 3). Opazili smo jih na številnih odkopnih poljih. Običajno se pojavljajo v obliki tankih vložkov ali leč, ki dosežejo maksimalno 40 m dolžine in okoli 25 m širine. Debelina ne presega 1,5 m. Prehod v sosednje litološke člene je postopen.

Ali se nahajajo vložki tufita in roženca tudi v tektonski enoti Karóli (sl. 1), zaradi nedostopnosti območij v zadnjem desetletju rudarjenja (1967 – 1977) nismo mogli preveriti, omenjamo pa, da smo našli v plasteh skonca pri sl.j. št. 4 na III. obz., tri 15 cm debele lečaste plasti orudene kremenove kamnine, verjetno radiolarita, vložene v ritmično menjavanje tufskega muljevca in peščenjaka s 5 mm debelimi laminami pirita.

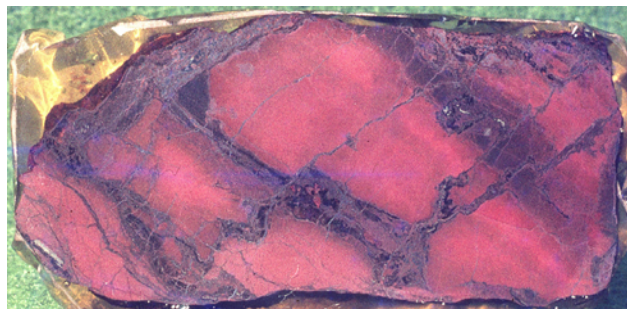
Orudenje s cinabaritom in samorodnim Hg ter številnimi bituminoznimi vključki, ki ga prištevamo zaporedju D, se pojavlja le še približno 2,5 metra nad postopnim kontaktom s plastmi zaporedja C.

Leta 2003 je Kadunec v okviru svoje seminar-ske naloge pregledal 4,34 m dolg profil piroklastitov nad plastmi skonca na odkopnem polju Kropáč I/20. Ugotovil je, da prevladuje od drobno do debelo zrnat tufski pečenjak, precej manj je tufskega meljevca, vložki okremenjenega pelitskega tufa so zelo redki. Neposredno nad plastmi skonca leži tudi več plasti radiolaritnega peščenjaka (KADUNEC, 2003).



Sl. 16. Brečasta cinabaritno-kalcedonska opekovka, nastala zaradi sinsedimentnega drsenja in lomljenja. Kropáč IIm/7. Velikost vzorca spodaj 8 cm, višina 11 cm. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 16. Brecciated cinnabar-chalcedony »opekovka« (brick ore), formed as the result of synsedimentary sliding and fracturing. Kropáč IIm/7. Size of sample: bottom 8 cm, height 11 cm. Photo: Rafael Podobnik



Sl. 17. Cinabaritna intraformacijska breča (opekovka). Vezivo je cinabaritni gel. Velikost vzorca 13,5 x 6,5 cm. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 17. Cinnabar intraformational breccia (»opekovka« - brick ore). Cinnabar gel serves as cement. Sample size 13.5 x 6.5 cm. Photo: Rafael Podobnik



Sl. 18. Obremenitvene izbokline na spodnji strani piritne plasti. Kropáč IIm/7. Širina slike 12 cm. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 18. Load-cast structure on lower part of pyrite bed. Kropáč IIm/7. Photo width 12 cm. Photo: Rafael Podobnik

Sedimentne teksture v plasteh skonca in orudenem delu piroklastičnega horizonta (singenetske cinabaritne rude)

Ideja o triasni starosti idrijskega živosrebrovega orudenja je stara že skoraj stoštiri-deset let (GRÖGER, 1876, 1879). Iz različnih gledišč so to misel dopolnili SCHRAUF (1891), KROPÁČ (1912), BERCE (1958) in MLAKAR (1967). Leta 1971 sta MLAKAR in DROVENIK opisala sedimentne cinabaritne rude v plasteh skonca in s tem potrdila srednetriasno starost orudenja. Najdba in opis singenetskih cinabaritnih rud vsekakor presega zgolj okvir genetskih posebnosti idrijskega rudišča. Iz drugih velikih živosrebrovih rudišč cinabaritnih rud sedimentnega nastanka ne poznamo. Pri tem preseneča, da je prišlo do »odkritja« sedimentnih rud – kljub skorajda petstoletnemu neprekinjenemu odkopavanju orudnih plasti skonca – tako pozno. V vseh starejših delno ohranjenih zbirkah idrijskih rud doma in po svetu najdemo tudi različne plastnate rude (REČNIK, 2012). Gotovo je odkritje dozorelo sočasno z napredkom nekaterih teoretičnih spoznanj o genezi rudišč.

Vse doslej opisane sedimentne teksture iz orudenega horizonta plasti skonca so bile opisane kot značilne teksture plastnatih cinabaritnih rud (MLAKAR & DROVENIK, 1971). Dejansko pa najdemo enake sedimentne teksture tudi v neorudenih

Tabela 3. Pregled sedimentnih tekstur v plasteh skonca in spodnjem delu piroklastičnega horizonta

ČAS NASTANKA	MESTO NASTOPANJA	NASTANEK	ZNAČAJ PROCESA NASTANKA			POJAVLJANJE V ZAPOREDJIH
			fizikalni		biogeni	
			Vrsta texture in pojavljanje (Čar, 1985)	Mlakar & Drovenik, 1971		
predsedimentacijske texture	med plastmi	erozijski	- erozijski kanali - medplastne erozijske površine (sl. 3, 4 in 23)	medformacijske diskordance		A, C1
sinsedimentacijske texture	v plasti	pretežno sedimentacijski	<u>plastnatost</u>: masivna, ravna, lečasta, nepravilna (sl. 3, 4 in 23)	plastnata tekstura		A, B, C1-C2, D
			<u>laminacija</u>: vodoravna, navzkrižna, planarna, koritasta, krpasta, vijugava (sl. 11, 12, 13)	prečna plastnatost		B, C1-C2
			<u>postopna zrnavost</u>: normalna, inverzna, nepopolna, pomnožena	postopna zrnavost		C1-C2, D
posedimentacijske texture	v plasti in med plastmi	pretežno deformacijski	<u>drsne texture</u>: drsne gube, pretrgane plasti	drobna nabranost	- rastlinski delci nadomeščeni s piritom - lumakela iz ostankov lupin brahiopoda Discine (koralna ruda) - bioturbacija	A, B, C1-C2, D
			<u>medplastni zdrsi</u>: intraklastična breča, intraformacijska breča (sl. 13, 14, 15, 16, 17)			
			<u>obremenitvene texture</u>: obremenitvene izbokline, pogreznjeni delci, plamenasta tekstura (sl. 18 in 19)			
			zapolnitev razpok s cinabaritom in piritom (sl. 20)			

kamninah, predvsem močno bituminoznih drobnozrnatih peščenih in muljastih kamninah.

MLAKAR in DROVENIK (1971) sta opisala le najizrazitejše texture v sedimentnih cinabaritnih rudah. V naslednjih odstavkih podajamo pregled vseh ugotovljenih teksturnih oblik v orudnih in neorudnih plasteh skonca in najnižjem delu piroklastičnega horizonta s kratkim opisom (tabela 3).

Opis sedimentnih tekstur

K predsedimentacijskim teksturam v plasteh skonca štejemo sorazmerno redke erozijske kanale v podzaporedju C₁. Zapolnjeni so slabo zao-bljenim dolomitnim konglomeratom z glinasto osnovo. Kanali so široki do 3,5 m, globoki največ 1,5 m (sl. 3, 4 in 23).

O zunanji plastnatosti plasti skonca idrijskega rudišča smo že poročali pri opisu posameznih litoloških različkov. Tu naj dodamo, da so plasti skonca skoraj v celoti tanko (3 do 7 cm) do zelo tanko plastjavne (1 do 3 cm) ali pa so močno skrilave. Le lečasto ali nepravilno oblikovane plasti glinenčevo litičnega kremenovega peščenjaka s prehodi v lumakelo v najvišjem delu zaporedja C₂ so lahko debeli do 1,5 m (sl. 3 in 4). Glinavci, meljevci in drobni peščenjaki so največkrat ravno plastnati. V debeleje zrnatih kamninah, kot tudi v meljastih apnencih, laporovcih in prehodnih kamninah so plasti nepravilne ali lečaste. Na številnih lokacijah smo v bituminoznih meljevcih opazovali piritni 'ritmit', menjavanje meljevca in pirita v plasteh. Neplastnati so mikritni apnenci in dolomitni konglomerati v podlagi (sl. 3, 4 in 23).

Vodoravna in navzkrižna laminiranost v plasteh skonca ima različne vzroke (sl. 8, 9, 10 in 11). V več nivojih plasti skonca smo našli sedimentne cinabaritne rude v katerih smo opazovali ritmično

menjavanje treh lamin (sl. 8) in sicer muljevec-pirit-s cinabaritom prepojen kalcedon, včasih samo muljevec-pirit ali muljevec-kalcedon s cinabaritom. Debelejše lamine imajo ponavadi še bolj drobno notranjo zgradbo. Včasih tudi postopno zrnavost. Zaradi večje gostote sulfidnih mineralov so lamine pogostno deformirane (sl. 8). Primere ugrezanja piritnih lamin v mulj sta opisala že MLAKAR in DROVENIK (1971; tabela 9, sl. 1). V jalovih bituminoznih muljevcih so texture v svežih presekih vidne le, če se menjavata muljevec in drobnozrnati peščenjak. V primeru menjavanja lamin glinavca in meljevca so texture v naravnih presekih težko vidne. Lepo pa jih lahko opazujemo na poliranih prerezihi. Različen odboj svetlobe nastopa zaradi neenakih količin organskih primesi in pirita (sl. 9 in 10). V glinavcu so lamine debele le od nekaj desetink milimetra do 1,5 mm, v meljevcu od 1 do 8 mm. V drobnno zrnatih peščenjakih in meljevcih je laminacija opazna zaradi zelo drobne postopne zrnivosti v debelini do 1 cm. V orudnih laminiranih kamninah se menjavajo lamine glinavca ali meljevca, piritnih zrna in intraklastov (od 10 do 70 % FeS₂) in kalcedonsko-cinabaritnih zrn ali mešanice piritnih intraklastov in orudnih kalcedonskih zrn (sl. 9 in 10), (MLAKAR & DROVENIK, 1971). V piroklastitih opazujemo menjavanje lamin ali plasti piroklastičnega materiala in koncentracij kalcedonsko-cinabaritnih zrn s postopno zrnavostjo. Vodoravne lamine so ponavadi debele le nekaj milimetrov. Tu in tam najdemo tudi zelo tanke plasti debele do 1,3 cm z enako notranjo zgradbo (sl. 11 in 12).

Pri navzkrižni laminaciji so lamine debele od nekaj desetink do 1 mm (sl. 9 in 10). Zgrajene so iz melja in drobnozrnatega peščenjaka ali pa melja in mešanice kalcedonsko-cinabaritnih zrn in piritnih intraklastov. Podroben pregled lamin, sestavljenih iz sulfidnih mineralov, pokaže zanimivo posebnost. V vsaki lamini opazujemo vertikalno, ponekod tudi vzdolžno, separacijo zrn po njihovi masi (sl.

9). Najnižje dele grade zaobljena debelejša, nato drobnejša kalcedonsko-cinabaritna zrna, sledijo debelejša piritna in končno drobnejša piritna zrna. Nekatera večja piritna zrna so rasla tudi kasneje v času diageneze. Lamine se lahko zaključujejo planarno ali klinasto.

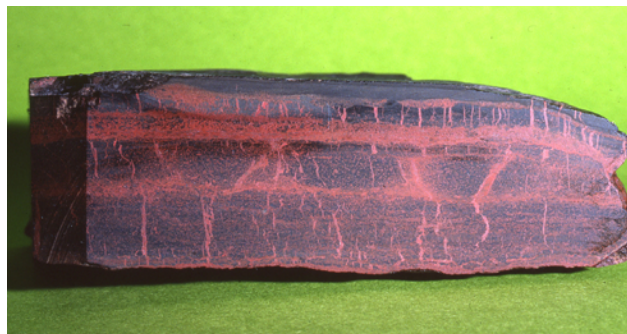
Tudi postopna zrnavost je v plasteh skonca zelo pogostna. Najdemo jo v peščenjakih, meljevcih, muljevcih in tufitih. Tako kot za vse doslej omenjene teksture velja tudi za postopno zrnavost, da je v nekontrastnih bituminoznih kamninah slabo opazna, pač pa je odlično vidna v tufitu (sl. 11 in 12). Najdemo jo v tufskih lečah zaporedja D znotraj bituminoznih skonca kamnin kot tudi v do 2,5 m debelem horizontu piroklastitov zaporedja D neposredno nad plastmi skonca (sl. 3 in 4), kjer sta razvita dva nivoja postopne zrnivosti. Postopna zrnavost ustvarjajo od 0,5 do 1 mm, izjemoma do 1,5 cm velika, delno zaobljena rdeča, s cinabaritom prepojena kalcedonska zrna, ki ležijo v zelenkastosivi tufitski osnovi (sl. 11 in 12). Glede na razpored zrn smo ločili normalno, inverzno, pomnoženo in nepopolno postopno zrnavost.

Zgornje plasti skonca so bogate tudi s postsedimentacijskimi deformacijskimi teksturami. Najprej naj omenimo lepe primere drsnih tekstur (sl. 13 in 14). Največkrat so zdrsele mm do cm debele cinabaritne in piritne plasti, ki so bile odložene v drobnazrnatih bituminoznih kamninah. Zdrsele plasti so se nagubale, nastale so lepe drsne gube, ali pa so se razlomile (sl. 13 in 14).



Sl. 19. Laminiran tufit. Zrna kalcedona prepojena s cinabaritom v tufitu. Zgoraj vidimo bolj ali manj razvito obremenitveno teksturo. Nekaj delcev se je že skoraj odvojilo od zgoraj ležeče plasti in gradijo teksturo 'pogreznenih delcev'. V sredini in spodaj različno razvite postopne zrnivosti. Velikost vzorca 13 x 14 cm. Odkopno polje Kropač I/19. Foto: Jani Peternejl

Fig. 19. Laminated tuffite. Chalcedony grains interspersed with cinnabar in tuffite. A more or less developed load-cast structure can be seen above. Some particles have almost freed themselves and are building a structure of 'sunken particles'. Graded beddings are diversely developed in the middle and at the bottom. Sample size 13 x 14 cm. Mine field Kropač I/19. Photo: Jani Peternejl



Sl. 20. Bituminozni meljevec s številnimi orudenimi kalcedonskimi zrnji in lamine cinabarita sekajo postsedimentne razpoke zapolnjene s cinabaritnim gelom. Razpoke so nastale še v mehkem sedimentu. Odkopno polje Kropač IIm/7. Velikost vzorca 9 x 3,5 cm. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 20. Bituminous siltstone with numerous mineralised chalcedony grains and cinnabar laminates cut by syndimentary fissures filled with cinnabar gel. Mine field Kropač IIm/7. Sample size 9 x 3.5 cm. Photo: Rafael Podobnik



Sl. 21. S cinabaritom bogato prepojena lumakela iz lupin brachiopoda *Discina*. Rudarsko ime za tovrstne rude je 'koralna ruda'. Foto: Jani Peternejl

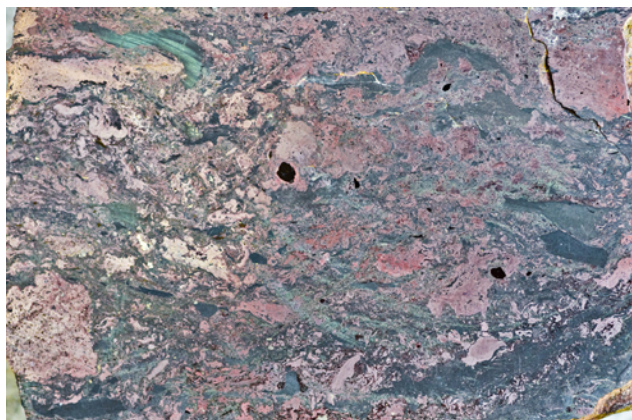
Fig. 21. Cinnabar-rich lumachella of the brachiopod *Discina*. The mining name for these types of ores is 'coral ore'. Photo: Jani Peternejl



Sl. 14. Zaradi zdrsa nagubane, pretrgane in rahlo narinjene piritne plasti. Odkopno polje Kropač IIm/7. Debelina zgornje piritne plasti 1,2 cm. Foto: Jani Peternejl

Fig. 14. Pyrite bed, folded, crushed and slightly overthrust as the result of slump. Mine field Kropač IIm/7. Thickness of upper pyrite bed 1.2 cm. Photo: Jani Peternejl

V bituminoznih glinavcih in meljevcih litološkega zaporedja C, še posebej v zgornjem silikatnem delu, so bile odložene izjemno bogate gelaste *jeklenke* – do 78 % Hg – z ledvičasto teksturo. Jeklenke se pojavljajo v obliki bolj ali manj deformiranih leč ali lečastih plasti v debelini do 30 cm, izjemoma 60 cm (rudno telo Turniš). Zaradi medplastnih zdrsov prehajajo plasti jeklenk bočno v različno razvite intraformacijske breče. Najmanj 'razvite' breče so sestavljene iz plastiklastov in intraklastov z ledvičasto teksturo. Vezivo je največkrat glina ali melj, včasih pa tudi bituminizirani cinabaritni gel (sl. 15). Podobne teksture smo opazovali tudi v povprečju nekoliko manj bogatih *opekovkah* (sl. 16), ki so sestavljene iz bogato orudenih kalcedonskih zrn. Tudi v njih smo opazovali vse primere deformacij od začetnih medplastnih zdrsov do 'pravih' medplastnih breč (sl. 16 in 17).



Sl. 15. Jeklenka sestavljena iz plastiklastov in intraklastov ledvičastega cinabaritnega gela. Vezivo je močno bituminiziran cinabaritni gel. Širina posnetka 25 mm. Odkopno polje Turniš I/5. Foto: David Tončič

Fig. 15. »Jeklenka« (steel ore) comprised of the plasticlasts and intraclasts of a kidney-shaped cinnabar gel. Strongly bituminized cinnabar gel serves as cement. Photo width 25 mm. Mine field Turniš I/5. Photo: David Tončič

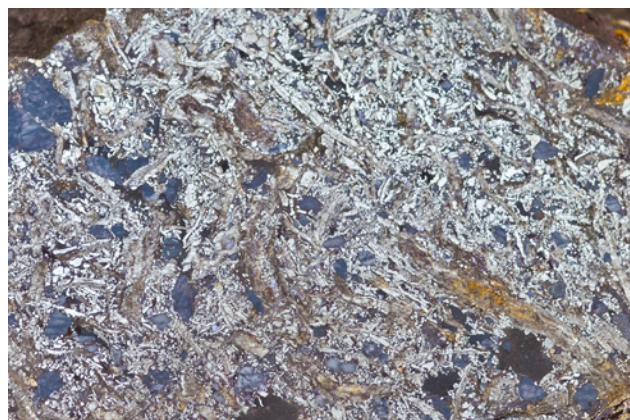
Izrazite obremenitvene teksture opazujemo največkrat na spodnjih piritnih, cinabaritno-piritnih ali cinabaritno-kalcedonskih plasteh ali laminah, ki so se nahajale sredi glinsto-meljastih kamnin, (sl. 18) ali tu in tam na kontaktu peščenjaka in drobnozrnatih meljastih kamnin. Teksture so se ohranile v različnih ravninskih stopnjah. V nekaterih primerih – predvsem v tufitu – so se že deli gostejših cinabaritno-kalcedonskih lamin pogreznili bolj ali manj globo v mehki tufitski material. Posamezni deli plasti so se povsem oddvojili in 'plavajo' v sedimentu podlage. Nastala je tekstura 'peščenih žog', ki pa bi jo bilo v našem primeru bolje imenovati tekstura 'pogreznjenih delcev' (sl. 19).

V orudenih plasteh skonca smo opazovali tudi številne in najrazličnejše zgodnje postsedimentacijske 'razpoklinske' deformacije nastale še v mehkih sedimentih. Razpoke reverznega ali normalnega značaja običajno sekajo eno, le redko več plasti. Pogostnejše pa so bile odprte natezne razpoke, ki jih je nato zapolnil cinabaritni gel. Tudi v tem primeru so odprte s cinabaritom zapolnjene razpoke sekale

lahko le nekaj piritno-kalcedonsko-cinabaritnih lamin in drobnozrnatih lamin prikamnin ali pa več različno orudenih plasti in so dajale rudam poseben izgled (sl. 20). Poznodiagenetske razpoke v orudenih plasteh skonca, nastale že v strjeni sedimentni kamnini, zapolnjujejo poleg cinabarita še kremen, idrijalin, pirit in bitumen.

Naj na koncu pregleda sedimentnih tekstur v plasteh skonca omenimo še bogato do zelo bogato *koralno rudo*, ki prehaja v brahiopodno lumakelo s peščenim vezivom (sl. 21). Količine tovrstne rude so bile v rudišču velike in pogostne. Bistveno redkeje pa smo naleteli na piritne ali markazitne psevdomorfoze rastlinskih ostankov (sl. 22). Nadomeščeni rastlinski ostanki so se ohranili bodisi v tanjših plasteh ali lečah.

Opomba: Vsi obravnavani vzorci cinabaritnih rud se nahajajo v geološki zbirki Rudnika živega srebra v Idriji.



Sl. 22. Piritne psevdomorfoze po rastlinskih ostankih. Vmes različno veliki dolomitni odlomki (temnejši delci). Velikost fotografiranega dela vzorca je 4 cm. Odkopno polje Ziljska I/16. Foto: Rafael Podobnik

Fig. 22. Pyrite pseudomorphosis along plant remains. Inter-calcations of dolomite fragments of varying size (dark particles). Size of photographed part of sample 4 cm. Mine field Ziljska I/16. Photo: Rafael Podobnik

Sedimentacijsko okolje in nastanek plasti skonca

Rekonstrukcija okolja sloni na litoloških podatkih ter vertikalni in bočni povezavi kamnin.

Osrednji del idrijskega srednjetrojanskega tektonskega jarka in južni del severnega praga do preloma Auersperg (sl. 1) ležijo plasti skonca normalno na ladinijskem nesortiranem dolomitnem konglomeratu in dolomitnem peščenjaku. Njihove sedimentološke značilnosti kažejo na odlaganje na umirjenih obpotočnih ravninah s prehodi v manjše potočne delte (ČAR, 1985).

V plasteh skonca si običajno v vertikalni smeri sledijo zaporedja A – B – C – D, lahko pa tudi neposredno A – C – D. V bočni smeri si vedno sledijo zaporedja A – B in karbonatno zaporedje C₁ (sl. 3 in 4). S silikatnim podzaporedjem C₂ se sedimentacija plasti skonca zaključuje. Sledijo še piroklastiti zaporedja D. Ponekod podniz C₁ manjka in je razvit samo zgornji silikatni del C₂. Tako

je naprimer ponekod v 'Talnini' (tektonska enota Zorc) ter na območju tektonske enote Pront, kjer neposredno na erodirane karbonske klastite nalegajo vedno mlajši nivoji ladinjskih plasti, na skrajnem severnem delu že piroklastiti zaporedja D.

Jezerska in močvirska sedimentacija sta, kljub nekaterim skupnim značilnostim, zelo raznoliki in notranje litološko zapleteni tako, da praktično ni mogoče podati enotnega splošnega sedimentacijskega modela (PICARD & HIGH, 1972; FREYTET, 1973; REINECK & SINGH, 1975; COLLINESON, 1978; MATTER & TUCKER, 1978; FOUCH & DEAN, 1992; DIESSEL, 1992; CHARMAN, 2002). Kot značilne klastične sedimente jezerskih in močvirskih okolij raziskovalci omenjajo različne glinavce, meljevce ali muljevce ter karbonatne in kremenove litične peščenjake. Med karbonatnimi petrografskimi različki najdemo največkrat detritične, meljaste ali peščene mikritne apnenice in med prehodnimi kamninami različne laminirane laporovce. Naštete kamnine iz močvirskih okolij so običajno bogate z organskim materialom. Najdemo še piroklastite, v posebnih pogojih premog, oljne skrilavce ali evaporite (PICARD & HIGH, 1972; MATTER & TUCKER, 1978; DIESSEL, 1992; CHARMAN, 2002). Jezerske in močvirske sedimentne kamnine so lahko povezane z robnimi potočnimi in in rečnimi klastiti. Primerjava zgornjega seznama z litološkim razvojem plasti skonca v idrijskem rudišču pokaže visoko stopnjo soglasnosti (sl. 3 in 4). V plasteh skonca prevladujejo skrilavi glinavci in muljevci, plastnati meljevci, drobno zrnati peščenjaki, laporovci in zaglinjeni apnenici.

Količinsko je kamnin niza C bistveno več kot kamnin zaporedja A. Razmerje med njimi je približno 1:4. Litološki členi niza B se pojavljajo le v nekaj metrskih pasovih med zaporedjem A in podzaporedjem C₁ in so izrazito prehodne kamnine. Če ozek pas prehodnih kamnin zanemarimo vidimo, da je osnovna značilnost notranje zgradbe plasti skonca v makroskopski dvojnosti. Najbolj opazna je velika razlika v količini organskega materiala. Kamnine zaporedja C so v celoti, ne glede na sestavo, bogate z organskimi snovmi in zato skoraj črne ali črne. Velika količina organske snovi je razpršena v vseh litoloških različkih. Najdemo jo v obliki brezstrukturnega gela, slabo ohranjenih rastlinskih delcev in tudi kot premoške vložke debele do 40 cm. V kamninah zaporedja B je količina organskih primesi že bistveno manjša. Litološki različki zaporedja A organske snovi praktično ne vsebujejo, zato so temno sive ali zelenkasto sive barve. Slabo ohranjene rastlinske delce najdemo le v vmesnih laporastih in glinastih vložkih.

Podobno kot organska snov, sta razporejena tudi diagenetski pirit in markazit. Največjo količino železovih sulfidov najdemo v bituminiziranih kamninah celotnega niza C₂. Med piritnimi in markazitnimi različki najdemo singenet-ske idiomorfne kristale ter piritne plasti in leče, ki so sestavljene iz presedimentiranih piritnih kristalov (MLAKAR & DROVENIK, 1971). Poleg tega najdemo v zaporedju C zgodnjediagenetski pirit v obliki framboidalnih zrn, posameznih kristalov,

skupkov, do decimeter velikih konkrecij, pa tudi psevdomorfoz po rastlinskih ostankih (sl. 22). Podobno kot smo ugotovili že za organski material, je v zaporedju B tudi pirit bistveno manj kot v nizu C. V glavnem pripada framboidalnemu piritu ali pa je nastal pri hidrotermalni piritizaciji.

Pomemben podatek za rekonstrukcijo geokemičnih razmer v sedimentacijskem okolju so velike razlike v vezivu kamnin iz posameznih zaporedij. Vezivo peščenjaka in meljevca v zaporedju A je mikrit. Bočno in v vertikali prehajata peščenjak in meljevec v različke mikritnega apnenca. Omenjene kamnine so nastajale v bazičnem in bolj oksidacijskem okolju (pH večji od 7,8). Kamnine celotnega niza C z vsem svojim organskim in piritno-markazitnim bogastvom so produkt bolj redukcijskega okolja.

Kamnine zaporedja A imajo znotraj podzaporedja C₁ značilno razprostranjenost (sl.4). V eni smeri se lahko kamnine zaporedja A vlečejo neprekinjeno več deset metrov, pravokotno na to smer običajno niso širše od 6. metrov (sl. 23). Na več mestih se kamnine zaporedja A pojavljajo v tudi več deset metrov velikih in nekaj metrov debelih ploščah. To kaže, da so znotraj redukcijskega okolja (podzaporedje C₁) obstajala ožja in širša oksidacijska območja (zaporedje A).

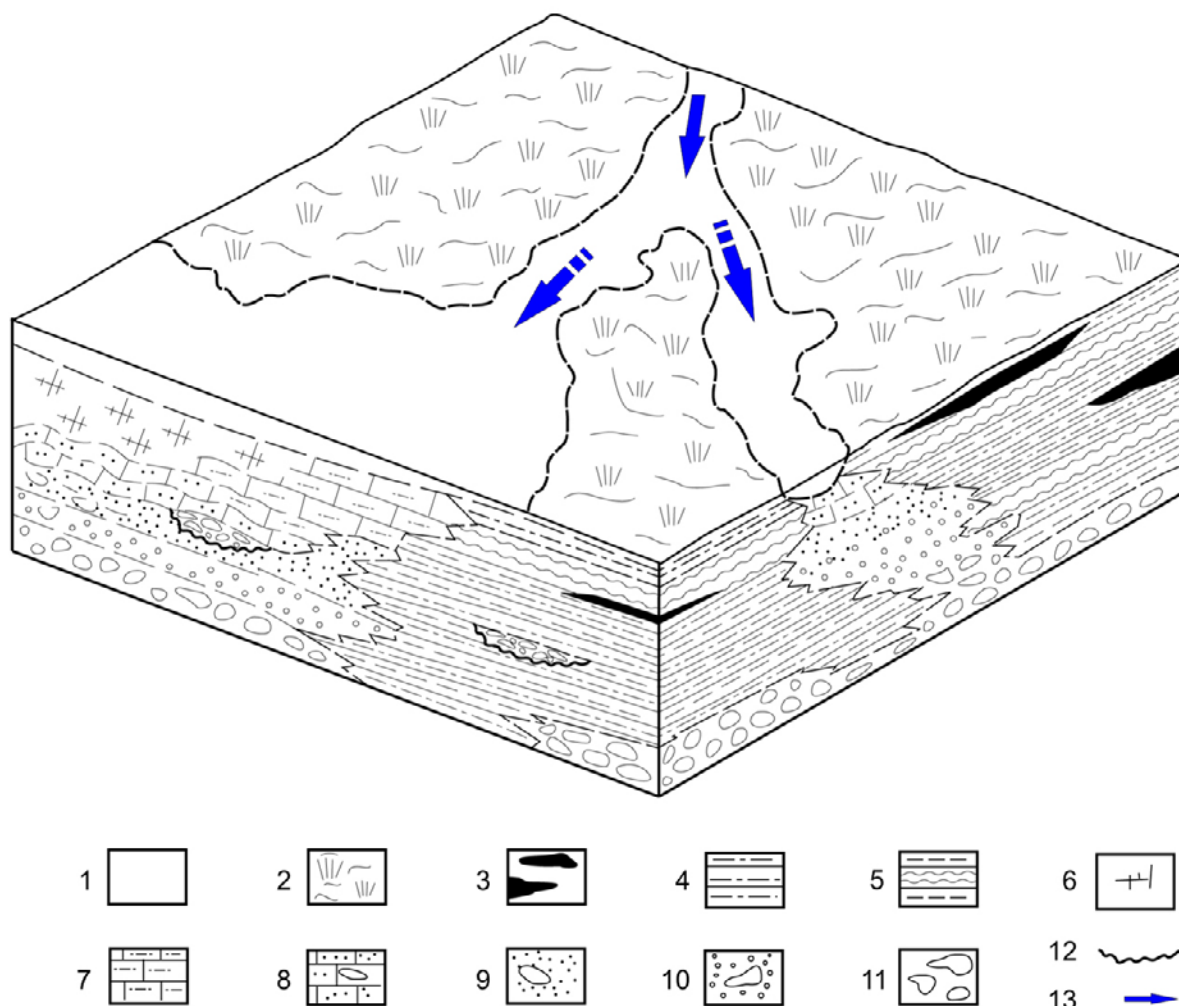
Opisane razmere razlagamo s sedimentacijo v močvirju, gosto poraslem verjetno z nižjim rastlinjem. V poraslih zamočvirjenih delih so se odlagali bituminozni drobnozrnati peščenjaki, bituminozni laminirani meljevci in glinavci z redkimi lečami premoga. Skozi močvirje so se po sorazmerno ozkih, plitvih in neizrazitih, neporaščenih ali slabo poraščenih kanalih, pretakale počasi tekoče 'sveže' hidrogenkarbonatne vode. (sl. 23 in 24). Vode so iz kopnega prinašala poleg melja in gline predvsem karbonatni drobir, poleg tega se je iz nje izločalo mikritno vezivo. V dotočnih kanalih so se usedali apnenčevo dolomitni peščenjaki in meljevci s kalcitnim vezivom. Po kanalih so se vode stekale v manjša plitva jezera, kjer so nastajali predvsem različki karbonatnih kamnin in sicer peščeni in meljasti mikritni apnenec, ponekod tudi intrabiomikritni apnenec. Zaradi goste poraščenosti močvirja in majhne hitrosti dotekajočih vod so se vode mešale med seboj le v ozkem obdotočnem pasu. Tu so nastajale prehodne kamnine zaporedja B in sicer meljasti apnenici, kalcitni meljevci, laporasti apnenici, laporovci in kalcitni glinavci, ki so lahko tudi skrilavi (sl. 4 in 23). Po skromni razširjenosti in nepravilni oblikovanosti kamnin zaporedja B sklepamo, da je bila meja med redukcijskim in oksidacijskim okoljem na obrobju kanalov postopna, vendar hitra. Ob počasnem pogrezanju terena in v odvisnosti od vsakokratnih hidrodinamskih in morfoloških pogojev ob dokaj konstantnem dotoku vode, so dotočni kanali le počasi spreminjali svojo obliko in se postopno bočno premikali po močvirskem okolju. Bočni premiki niso bili večji od nekaj metrov (sl. 23). Ob nenadnem večjem dotoku vode, ob poplavnih razmerah, so vode hitro zarezale nove struge v močvirsko okolje in nanosile debelejši, slabo zaobljen, dolomitni prodnat material. Včasih je pridrsel v močvirsko okolje

tudi drobirski tok, ki je odložil leče neurejenega dolomitnega peščenjaka, konglomerata in muljastega konglomerata in (sl. 3, 4 in 24). Po takih, sorazmerno redkih dogodkih, so se pogoji sedimentacije ponovno hitro stabilizirali in nadaljevala se je umirjena sedimentacija (sl. 3, 4, 23 in 24).

Kamnine podzaporedje C_2 v celoti prekrivajo karbonatno podzaporedje C_1 in kamnine nizov A in B (sl. 3 in 4). Kamnine niza A in B se v zgornjem delu plasti skonca ne pojavlja več. Tudi silikatno podzaporedje C_2 je močno bituminozno z ostanki nedoločljivih rastlinskih ostankov, premoškimi vložki, lečami in plastmi pirita, markazita in sedimentnih rud (sl. 4). Največkrat se spodnji karbonatni del zaključi približno v višini prvega močnejšega vložka piroklastičnih kamnin (zaporedje D). Vendar močnejšega vložka piroklastitov ne najdemo v vseh profilih

(sl. 3 in 4) tako, da se ne moremo vedno zanesti na ta kriterij. Zanesljivo jih lahko ločimo le po sestavi. V višini prehoda se namreč dokaj hitro, vendar postopno spremeni sestava kamnin. Karbonatni terigeni material izgine, nadomestijo ga različne, predvsem silikatne komponente in slabo predelani drobir starejših karbonskih klastičnih kamnin.

V kemičnem pogledu se razmere na meji med podnizoma C_1 in C_2 niso bitveno spremenile. Še vedno je sedimentacija potekala v močno redukcijskem, vendar verjetno v nekoliko bolj kislem okolju. Povečana vulkanska in tudi tektonska aktivnost sta odprli pot dotoku morske vode in morskim organizmom (radiolariji). Voda je počasi preplavila sladkovodno močvirje. Nastala je zaprta restriktivna, z nižjim rastlinstvom poraščena laguna (sl. 4).



Sl. 23. Prostorski prikaz sedimentacijskih razmer v času nastajanje spodnjega karbonatnega dela zaporedja C_1

1. voda; 2. močvirje; 3. premoški vložki; 4. bituminozni dolomitni peščenjak; 5. bituminozni dolomitni meljevec in skrilavi glinavec; 6. meljasti mikritni apnenec in mikritni apnenec; 7. meljasti apnenec s prehodi v apnenčev laporovec; 8. peščeni in meljasti mikritni apnenec z redkimi prodniki; 9. kalcitno dolomitni ali dolomitno kalcitni meljevec, ponekod prodnat; 10. dolomitni peščenjak, ponekod prodnat; 11. dolomitni konglomerat; 12. erozijska površina; 13. smer dotokanja sveže vode v močvirje

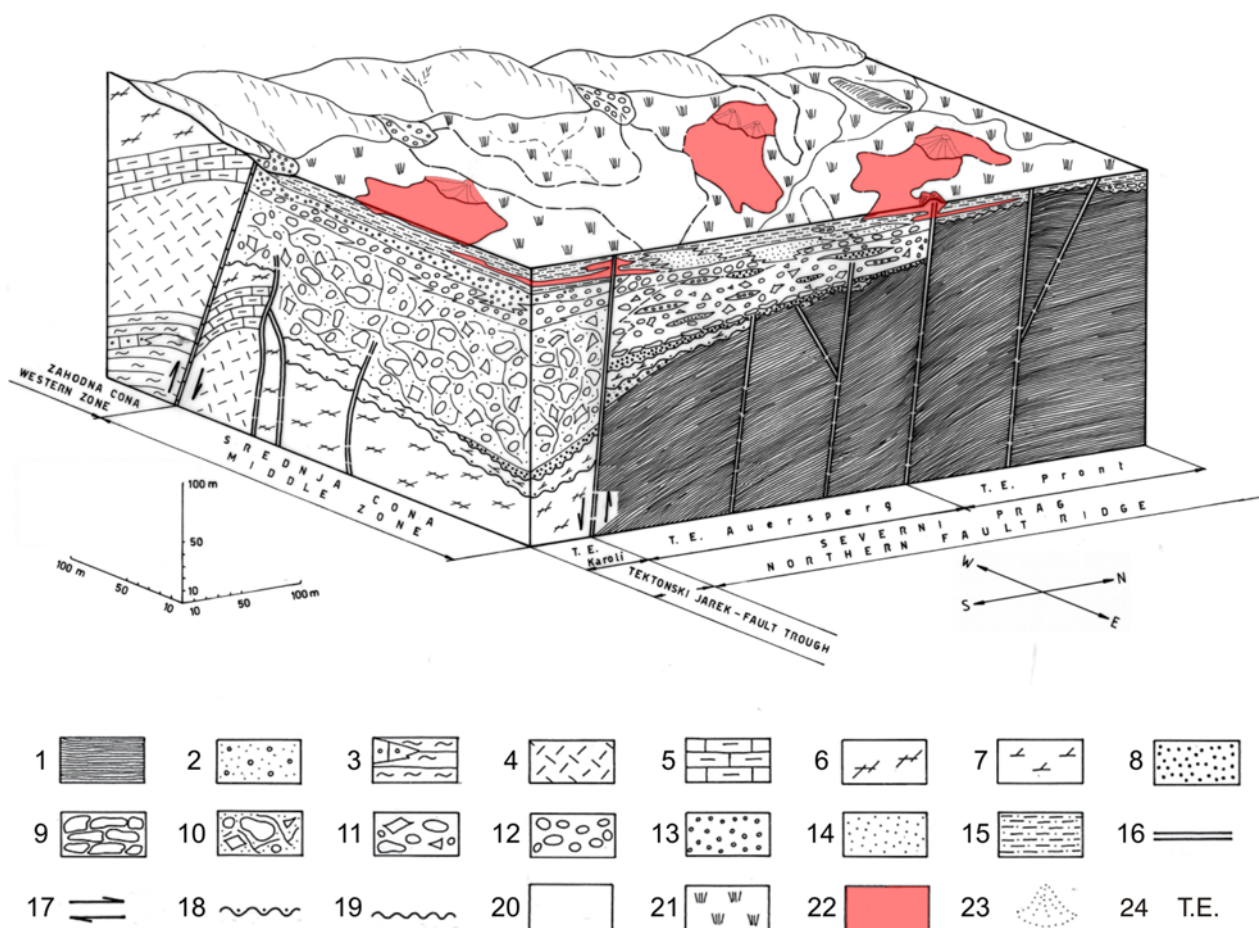
Fig. 23. Spatial presentation of sedimentary conditions during formation of the lower, carbonate part of sequence C (C_1)

1. water; 2. marsh; 3. coal intercalations; 4. bituminous dolomite sandstone; 5. bituminous dolomite siltstone and clayey shale; 6. silty micritic limestone and micritic limestone; 7. silty limestone passing into calcareous marlstone; 8. sandy and silty micritic limestone with rare pebbles; 9. calcitic dolomitic or dolomitic calcitic siltstone, pebbly in some parts; 10. dolomite sandstone, pebbly in some parts; 11. dolomite conglomerate; 12. erosion surface; 13. direction of fresh water inflow into the marsh

O hidrodinamskih pogojih v močvirju (C1) in laguni (C2) pričajo sedimentne teksture. V karbonatnem podnizu C_1 prevladujejo različne plastnatosti, horizontalna laminacija in neizrazita postopna zrnastost, kar kaže na počasnejše tokove (sl. 9 in 10). V silikatnem podnizu C_2 so pogostne bolj ali manj izrazite laminacije in postopne zrnastosti. Zanimiva je mala koritasta plastnatost (navzkrižna laminacija), ki nastaja s talnim

transportom (sl. 9). Pogostna je tudi horizontalna laminacija (sl. 8). Nastaja večinoma iz suspenzije. Drobne erozijske površine so posledica erozije šibkih tokov v plitvi vodi.

S cinabaritom je lahko bolj ali manj oruden celoten kamninski niz C , vendar se najbogatejše sedimentne rude nahajajo predvsem v zgornjem delu podzaporedja C_2 . Orudeni del plasti skonca, njihova sestava in teksture govore predvsem o



Sl. 24. Prostorski prikaz sedimentacijskih razmer idrijskem srednjetrasijskem tektonskem jarku v času nastajanja bogatih cinabaritnih sedimentnih rud

1. karbonske kamnine; temnosivi skrilavi glinavec in meljevec z lečami sivega sljudnatega kremenovega peščenjaka; 2. grödenske plasti; sivi in rdečkasti kremenovi klastiti; 3. spodnji skit; zelenkastosivi skrilavec, muljevec, peščenjak in leče sivega oolitnega apnenca; 4. zgornji skit; sivi neplastnati zrnati dolomit; 5. zgornji skit; temno sivi laporasti apnenec; 6. anizij; svetlosivi dolomit; 7. zgornji anizij; sivi zrnati dolomit; 8. ladinij; kaolinitne klastične kamnine; 9. ladinij; zdrsula blokova breča; 10. ladinij; nesortirana muljasta blokova breča; 11. ladinij; gramozovec (kamnina iz mešanice prodnikov in nezaobljenih klastov); 12. ladinij; dolomitni konglomerat; 13. ladinij; dolomitni peščenjak; 14. ladinij; meljevec in muljevec; 15. ladinij, langobard - plasti skonca; bituminozni skrilavec in meljevec; 16. srednjetrasijski normalni prelom; 17. smer premikanja blokov; 18. erozijska površina prve srednjetrasijske erozijske faze v idrijskem srednjetrasijskem tektonskem jarku; 19. erozijska površina druge srednjetrasijske erozijske faze v idrijskem srednjetrasijskem tektonskem jarku; 20. voda; 21. močvirje; 22. singenetske cinabaritne rude; 23. hidrotermalni izviri s kalcedonskimi skorjami; 24. tektonska enota

Fig. 24. Spatial presentation of sedimentary conditions in Idrija Middle Triassic tectonic fault trough during the formation of rich sedimentary cinnabar ores

1. Carboniferous rocks; dark grey clayey shale and siltstone with lenses of grey micaceous quartz sandstone; 2. Val Gardena beds; grey and reddish quartz clastic rocks; 3. Lower Scythian; greenish-grey shale, mudstone, sandstone and lenses of grey oolitic limestone; 4. Upper Scythian; grey unbedded grained dolomite; 5. Upper Scythian; dark grey marly limestone; 6. Anisian; light-grey dolomite; 7. Upper Anisian; grey grained dolomite; 8. Ladinian; kaolinitic clastic rocks; 9. Ladinian; boulder slump breccia; 10. Ladinian; unsorted muddy basal breccia; 11. Ladinian; gravel (rock comprising a mixture of pebbles and angular clasts); 12. Ladinian; dolomite conglomerate; 13. Ladinian; dolomite sandstone; 14. Ladinian; siltstone and mudstone; 15. Ladinian, Langobardian - Skonca beds; bituminous shale and siltstone; 16. Middle Triassic normal fault; 17. direction of block movement; 18. erosion surface of first Middle Triassic erosion phase in the Idrija Middle Triassic tectonic fault trough; 19. erosion surface of second Middle Triassic erosion phase in the Idrija Middle Triassic tectonic fault trough; 20. water; 21. marsh; 22. syngenetic cinnabar ores; 23. hydrothermal springs with chalcedony crusts; 24. tectonic unit

hidrotermalnem delovanju in drobnih premikih v bazenu. S hidrotermalnim delovanjem se je povečala tudi kislost sedimentacijskega okolja.

Sočasno z bituminoznimi meljevci in glinavci so se v močvirsko-lagunskem okolju odlagale bogate sedimentne cinabaritne rude. Nekateri dovodni prelomi in razpoke so namreč segali neposredno v dno močvirja, oziroma lagune (sl. 24). Iz dotekajočih hidrotermalnih raztopin se je zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev izločal živosrebrov sulfid v obliki zelo drobnih kosmičev in se usedal skupaj z organskimi snovmi in terigenimi delci (MLAKAR & DROVENIK, 1971) presedimentiranih erodiranih karbon-skih kamnin, ki so bile takrat na severnem delu Severnega praga (sl. 1) še vedno na kopnem. Iz cinabaritni kosmičev so nastajale izjemno bogate gelaste jeklenke z ledvičasto teksturo (do 78 % HgS), ki so kasneje marsikje kristalizirale (MLAKAR & DROVENIK, 1971), (sl. 15).

Pogosteje so se ob hidrotermalnih vrelih izločale opalne skorje in cinabaritni geli (sl. 24). Opal je kasneje prešel v bogato oruden stabilnejši kalcedon (MLAKAR & DROVENIK, 1971). Zaradi tektonske aktivnosti in s tem povezanih premikanj v sedimentacijskem bazenu so bile kalcedonske skorje zdrobljene v različno velike klaste, ki jih je voda skupaj z drobnimi cinabaritnimi delci razpadlih gelastih in kristalastih jeklenk raznašala po bazenu (sl. 24) in oblikovala različne sedimentne rude in sicer jetrenke, opekove in koralno rudo (sl. od 8 do 12 in 16, 17, 19 in 21). Številne plasti še ne strjenih gelastih jeklenk in ostalih sedimentnih rud so bile spremenjene v sinsedimentne znotrajplastne intraklastične cinabaritne breče (različne jeklenke in opekove), (sl. 15, 16, 17). Največkrat imajo zapleteno sestavo. Poleg intraklastov gelastih rud (sl. 15) so se odlagali odlomki orudenih kislih predornin, kaolinita in roženca ter velikih količin s cinabaritom prepojenih kalcedonski zrn (MLAKAR & DROVENIK, 1971). Nekatere še nekonsolidirane sedimentne rude so bile razpokane in dodatno prepojene s cinabaritnim gelom (sl. 20). Sočasno so nastajali tudi s cinabaritom prepojeni muljevci in peščenjaki.

S postopnim zamiranjem hidrotermalne dejavnosti se je večala vulkanska aktivnost. Skonca plasti so prekrile do 80 metrov debele plasti piroklastitov (MLAKAR & DROVENIK, 1971). Sedimentne rude, sestavljene iz orudenih kalcedonskih zrn s postopno zrnastostjo, najdemo tudi v piroklastitih, vendar le še okrog 2,5 m nad kontaktom s plastmi skonca (ČAR, 1985), (sl. 11, 12 in 19).

Zahvala

Izkreno se zahvaljujem recenzentoma doc. dr. Dragotu Skabernetu in prof. dr. Andreju Šmucu za natančen pregled teksta, popravke in tehtne predloge, ki so pomembno izboljšali tekst. Hvala tudi Urošu Erženu, ki se je trudil z izdelavo grafičnih prilog.

Literatura

- BERCE, B. 1953: Jamsko kartiranje rudnika živega srebra Idrija. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana, (neobjavljeno).
- BERCE, B. 1958: Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija, 4: 5-49.
- BUSER, S. 1980: Stratigrafske vrzeli v paleozojskih in mezozojskih plasteh v Sloveniji. Simpozium iz regionalne geologije i paleontologije. Rud. Geol. fakultet, Beograd: 335-344.
- BUSER, S. 1989: Development of the Dinaric and the Julian Carbonate Platforms and of the intermediate Slovenian Basin (NW Yugoslavia). Mem. Soc. Geol. It., 40 (1987): 313-320.
- CHARMAN, D. 2002: Peatlands and Environmental Change. John Wiley & Sons Ltd, 289:1-38.
- CIGALE, M. 1983: Rezultati raziskav urana v skonca kamninah idrijskega rudišča. Geološki zbornik, 4: 205-212.
- COLBERTALDO, D. & SLAVIK, S. 1961: Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rend. Soc. Min. Italiane, 1-27.
- COLLINSON, J.D. 1978: Vertical sequences and sand body chapes in alluvial sequences, 577-586. In: MAILL (ed.): Fluvial Sedimentology, Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 5.
- COUSIN, M. 1973: Le sillon slovène: les formations triasiques, jurassiques et néocomiennes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinités dinariques. B.S.G.F., 7/15, 3-4:327-339.
- ČAR, J. 1975: Olistostrome v idrijskem srednjetriasmem tektonskem jarku = Olistostromes in the Idrija Middle Triassic Trough-Fault. Geologija, 18: 157-183.
- ČAR, J. 1985: Razvoj srednjetriasnih sedimentov v idrijskem tektonskem jarku. Doktorska disertacija, FNT VTOZD Montanistika, Odsek za geologijo, Ljubljana: 236 p.
- ČAR, J. 1988: Ali je cerkev sv. Trojice zgrajena na »živosrebrnem studencu«? Idrijski razgledi, 1: 41-42.
- ČAR, J. 1989: Okolje nastanka anizijskega dolomita nad srednjetriasno erozijsko diskordanco v Idrijskem rudišču = Depositional environment of the anisian dolomite above the middle triassic erosional disconformity in the Idrija ore deposit. Rudarsko-metalurški zbornik, 36/2: 395-407.
- ČAR, J. 1990: Kotna tektonsko-erozijska diskordanca v rudiščnem delu idrijske srednjetriasne tektonske zgradbe = Angular tectonic-erosional unconformity in the deposit's part of the Idrija Middle Triassic tectonic structure. Geologija, 31-32, (1988/89): 267-284.
- ČAR, J. 2010: Geološka zgradba idrijsko-cerkljanskega hribovja. Tolmač h geološki karti idrijsko – cerkljanskega hribovja med Stopnikom in Rovtami 1:25 000 = Geological structure of the Idrija-Cerkno hills. Explanatory Book to the Geological map of the Idrija-Cerkljansko hills. Geološki zavod Slovenije, Ljubljana:127 p.
- DIESSEL, C. F. K. 1992: Coal-Bearing Depositional Systems. Springer-Verlag, 721: 1-32.

- DROVENIK, M., ČAR, J. & STRMOLE, D. 1975: Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču. *Geologija*, 18: 107-155.
- FERBER, J. J. 1774: Beschreibung des Quecksilber - Bergwerks zu Idria in Mittel - Kräyn. Berlin. Prevod: Jože Pfeifer, *Opis živorebrovega rudnika v Idriji na srednjem Kranjskem*. Zbornik za zgodovino naravoslovja in tehnike 11, Slovenska matica Ljubljana 1991, 173-207, Ljubljana.
- FOUCH, T. D. & DEAN, W. E. 1992: Lacustrine Environments. In: SCHOLLE & SPEARING (eds.): Sandstone Depositional Environments, 87-115. The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A.
- FREYDET, P. 1973: Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sediment. Geol.*, 10: 25-60.
- GRÖGER, F. 1876: Zur Vorkommen des Quecksilbererzes. *Verh. Geol. R.A.*, 24: 60-70.
- GRÖGER, F. 1879: Der Idrianer "Silberschiefer". *Verh. Geol. R.A.*, 105-106.
- HACQUET, B. 1781: Oryctographia Carniolica oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogtums Krein, Istrien und zum Theil der benachbarten Länder. II Theil, 33-157.
- JANDA, F. 1892: Einige Idrianer Mineralien und Gesteine. *Oesterreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen*, 40/11: 483-485.
- KADUNEC, K. 2003: Tufski peščenjaki iz idrijskega rudišča. 2. seminarska naloga, NTF, Oddelek za geologijo, Univerza v Ljubljani: 30 p.
- KOSSMAT, F. 1899: Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaubetriebes von Idria. *Jahrb. geol. R. A.*, 260-286.
- KOSSMAT, F. 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte Bischofack und Idria. 1-101.
- KOSSMAT, F. 1911: Geologie des Idrianer Quecksilbergbaues. *Jahrb. Geol. R.A.* 15/ 2: 339-383.
- KROPÁČ, J. 1912: Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaubetriebes Idria. *Berg und Hüttenmännischen Jahrb.*, 60/2: 1-52.
- LIPOLD, M. V. 1874: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. *Jahrb. Geol. R.A.*, 24/4: 425-456.
- MATTER, A. & TUCKER, M. (eds.) 1978: Modern and ancient lake sediments. *Internac. Assoc. of Sediment., Spec. Publ.* 2: 1-290.
- MLAKAR, I. 1967: Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča = Relations Between the Lower and the Upper Structure of the Idria Ore Deposit. *Geologija*, 10: 87-126.
- MLAKAR, I. 1969: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja = Nappe Structure of the Idria-Žiri Region. *Geologija*, 12: 5-72.
- MLAKAR, I. 1975: Mineraloške, petrografske in kemične značilnosti rude in prikamnine idrijskega rudišča. *Mezozoik v Sloveniji (tipkano poročilo)*, I., 143 in II., 331, arhiv RŽS Idrija.
- MLAKAR, I. & DROVENIK, M. 1971: Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča = Structural and Genetic Particularities of the Idria Mercury Ore Deposit. *Geologija*, 14: 67-126.
- MLAKAR, I. & ČAR, J. 2009: Geološka karta idrijsko - cerkljanskega hribovja med Stopnikom in Rovtami 1 : 25 000. *Geološki zavod Ljubljana*, 2009, Gorica (Italija).
- PICKARD, M.D. & HIGH, L.R. 1972: Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ.* 16: 108-145.
- PLACER, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča = Structural history of the Idria mercury deposit. *Geologija*, 25/1: 7-94.
- PLACER, L. & ČAR, J. 1975: Rekonstrukcija srednjetrijskih razmer na idrijskem prostoru = Rekonstruktion der mitteltriassischen Verhältnisse im Idria-Gebiet. *Geologija*, 18: 197-209.
- PLACER, L. & ČAR, J. 1977: Srednjetrijska zgradba idrijskega ozemlja = The Middle Triassic Structure of the Idria Region. *Geologija*, 20: 141-166.
- RAČNIK, A. 2012: Minerali živorebrovega rudišča Idrija. *Institut »Jožef Stefan« Ljubljana, Bode Verlag GmbH*, 1-112, Ljubljana.
- REINECK, H.E. & SING, B. 1975: Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin: 434 p.
- SCHRAUF, A. 1891: Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. *Jahrb. Geol. R. A.*, 349-399.
- SCOPOLI, G. A. 1761: De Hydrargyro Idriensi. Tentamina physico-chemico-medica. Venetiis, 761. Prevod v nemščino: M., Meidinger, 1786: 1-108.
- VERBIČ, M. 1965: Idrijski rudnik do konca 16. stoletja. Inavguralna disertacija, Ljubljana: 250 p.