

Barit iz Zgornje Idrije

Barite from the Upper Idrija River valley (W Slovenia)

Jože ČAR¹, Meta DOBNIKAR² & Dragomir SKABERNE³

¹ Beblerjeva 4, 5280 Idrija, Slovenija

² Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenija

³ Geološki zavod Slovenije, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Ključne besede: baritne konkrecije, žilni barit, geneza barita, karnijske plasti, Idrija
Key words: barite concretions, barite veins, barite genesis, Carnian beds, Idrija, W Slovenia

Kratka vsebina

V Zgornji Idriji so karnijske – julske plasti litološko zelo pestro razvite. Prevladujejo glinavci, meljevci, in drobno zrnati peščenjaki. V njih so vložene leče gomoljastih mikritnih apnencev in kremenovih konglomeratov. V drobno klastičnih kamninah smo leta 1998 našli rdeče obarvane baritno-kremenove konkrecije, med katerimi so nekatere septarijske, ter baritne žile zapolnjene s svetlo sivimi vlaknatimi kristali. Konkrecije z radialno žarkovito rastjo kristalov barita, so zgodnjediagenetskega nastanka. Antitaksialno zapolnjene baritne žile, ki jih najdemo le v antiklinalnih delih obnarivnih gub, pa so nastale v pozni diagenezi. Predvsem v baritnih konkrecijah je opazno izrazito nadomeščanje barita z mlajšim, kasno diagenetskim kremenom.

Abstract

The Carnian – Julian beds exposed at the Tratnik landslide location in the Upper Idrija River valley are of various lithology. Mudstones, shales and fine-grained sandstones prevail, containing lenses of micritic limestone and quartz conglomerate. Red coloured barite-quartz concretions, some of them septarias, and barite veins filled with light gray fibrous barite crystals were found in the fine-grained clastic rocks. Concretions with radial arrangement of barite crystals are of early diagenetic origin. Antitaxial barite veins found only in apical parts of folds near the thrust fault were formed in late diagenesis. Barite is replaced to great extent by younger, late diagenetic quartz, especially in the barite concretions.

Uvod

Mineral barit (BaSO_4) je pogost spremljevalec sulfidnih rud v hidrotermalnih rudiščih. Nastopa v žilah skupaj z različnimi sulfidi ali pa samostojno. Zelo pogost je kot supergeni mineral v oksidacijskih delih sulfidnih nahajališč (Zuffardi & Salvadori, 1964). Barit pa je tudi sorazmerno

pogosten sulfat sedimentacijskega nastanka. Skupaj z anhidritom (CaSO_4) in celestinom (SrSO_4) ga prištevamo med tako imenovane brezvodne sulfate. Ni pa evaporitni mineral, saj nastopa v normalnih kontinentalnih in morskih sedimentih in sedimentnih kamninah (Degens, 1968).

Mineral barit smo našli v letu 1998 v kamninah na območju Tratnikovih usadov v Zgor-

nji Idrijci. Tratnikovi usadi (sl. 1 in tab. 1, sl. 1) predstavljajo cca. 200 metrov dolgo in 100 do 150 metrov široko splazeno območje na desnem pobočju Idrijce pod kmetijo Tratnik (Čekovnik). Barit nastopa v klastičnih kamninah karnijske – julske starosti (spodnji klastični karnijski horizont) s postopnim prehodom v cordevolski dolomit. Zanimal nas je način njegovega nastopanja, oblika vključevanja v sedimentne kamnine ter njegove mineraloške in genetske posebnosti.

Dosedanje omembe minerala barita na Idrijskem

Mineral barit je na Idrijskem prvi ugotovil in opisal A. Schrauf v imenitni razpravi o paragenezi metacinabarita iz leta 1892. Do pol centimetra velike, svetleče bele do prosojne kristale barita je našel na vzorcih s cinabaritom in metacinabaritom orudenih glinasto-laporastih breč iz odkopa Metacinabarit na 6. obzorju jugozahodnega dela jame (Josefigrube). Na vzorcu jalove kamnine iz osrednjega dela rudišča (Theresiagrube) pa so ležali 2 cm visoki in 3 mm široki baritni kristali.

Že naslednje leto je Zepharovich omenil barit iz idrijskega rudišča v mineraloškem leksikonu avstrijskega cesarstva (Zepharovich, 1893). Schraufove ugotovitve pa je v celoti povzel Voss (1895) v razpravi o mineralih na Kranjskem.

V sledečih letih so raziskovalci, ki so se kakorkoli ukvarjali z mineralogijo idrijskega rudišča, barit sicer omenjali, vendar predvsem v povezavi s paragenezo živosrebrovih rud. Novih nahajališč pa ne omenjajo in se sklicujejo na Schraufove podatke (Di Colbertaldo & Slavik, 1961; Berce, 1958; Mlakar & Drovenik, 1971).

Do ponovnih najdb barita v idrijskem rudišču je prišlo ob koncu osemdesetih let preteklega stoletja. Leta 1988 je Guduričeva pri raziskavah za diplomsko nalogo ugotovila barit v piritni leči znotraj orudenega karbonskega glinastega skrilavca (Gudurič, 1988). Dve leti kasneje pa so pri raziskavah rud v rudnem telesu Grüberler ugotovili dve generaciji barita (Drovenik et al., 1990). Kristali starejšega barita so beli, neprozorni, povsem izkristalizirani in sekundarno nekoliko obrušeni. Mlajši barit ima steklen sijaj, je porozen, vendar so kristalčki lepo

ohranjeni. Leta 1995 so Vidrih in sodelavci pri opisu mineralov idrijskega rudišča omenili, da so v novejšem času našli barit tudi na XIII. obzorju. Rombični kristali veliki nekaj milimetrov nastopajo v geodah skupaj s kalcitom, kremenom in cinabaritom. Prevladujejo beli kristalčki s steklenim sijajem.

Odkritje barita na Tratnikovih usadih v dolini Zgornje Idrijce je prva najdba tega minerala na Idrijskem izven idrijskega rudišča (Čar, 1999).

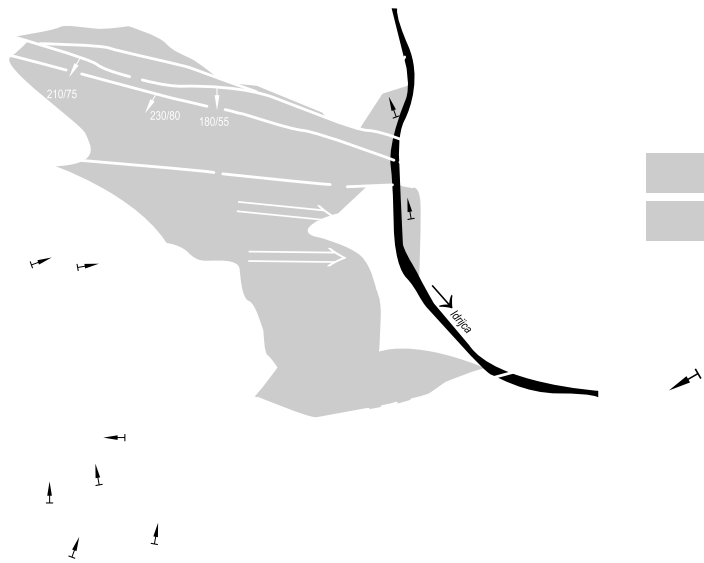
Geološke razmere na območju Tratnikovih usadov v Zgornji Idrijci

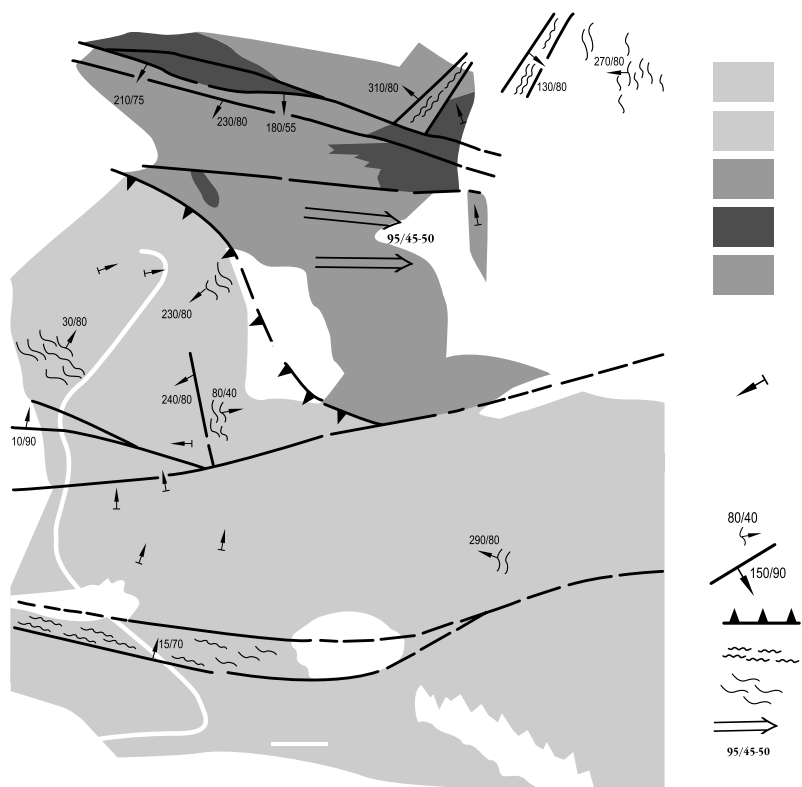
Litostratigrafski podatki in sedimentološke značilnosti karnijskih kamnin

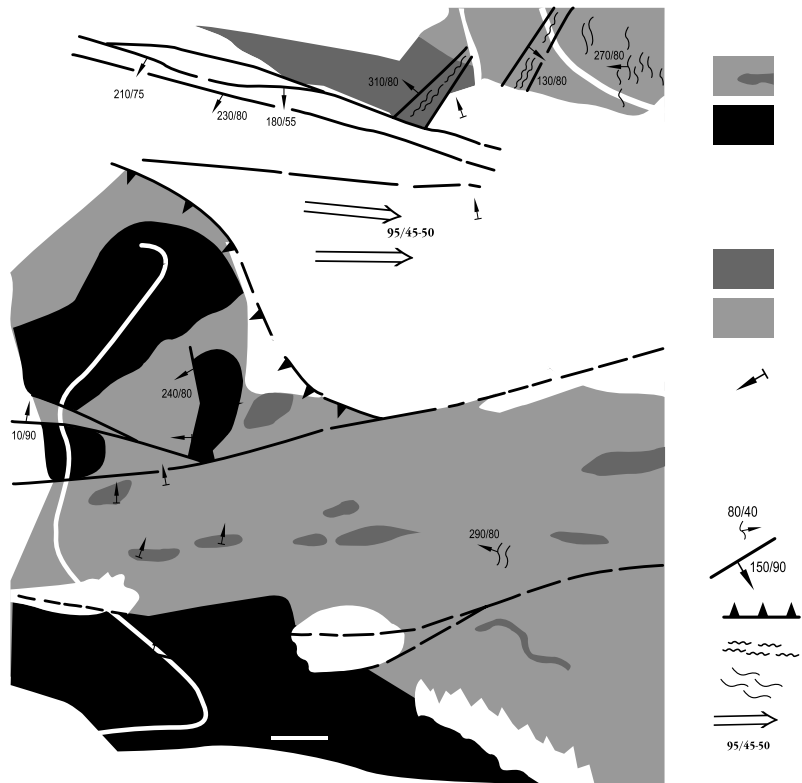
V širši okolici kmetije Tratnik v dolini Zgornje Idrijce so zgornjetriasne karnijske plasti litoško zelo pestro in stratigrafsko popolno razvite (sl. 1 in tab. 1, sl. 1).

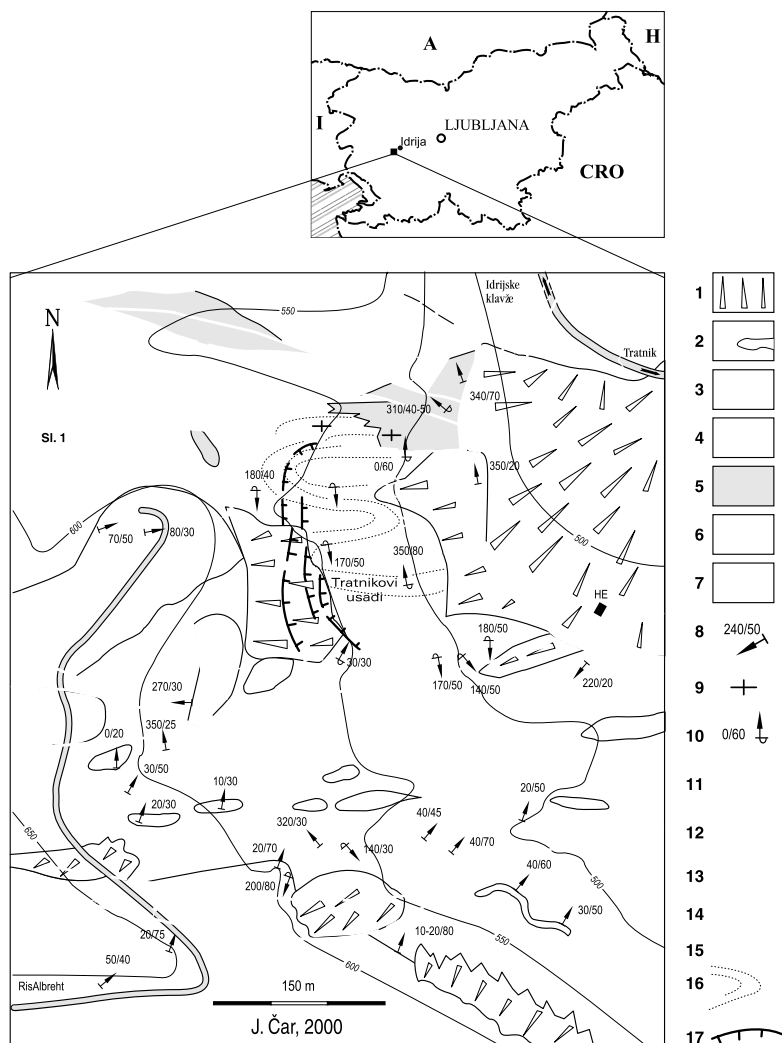
Cordevolska starost svetlo sivega do modrikasto svetlo sivega neplastnatega dolomita je določena z njegovo normalno lego na srednjetrojskih ladinjskih vulkanskih in vulkanoklastičnih kamninah ter dokazana z najdbo številnih ostankov alge vodilne vrste *Diplopora annulata* (Mlakar, 1969; Cigale, 1978). Svetlo siv, pogosto skoraj bel porozen kristalast dolomit je neplastnat. Njegova debelina je v Zgornji Idrijci od 100 do 120 m. Spodnji del cordevolskih plasti je bil prvotno očitno strukturno in teksturno raznolika kamnina. Kasnejša dolomitizacija je prvotno notranjo zgradbo kamnine skoraj v celoti uničila. Le tu in tam še lahko vidimo slabo ohranjeno laminacijo in obrise nekdanjih alokemnih komponent. Zgornji del cordevolskih plasti predstavlja značilen pozno diagenetski debelo zrnat dolomit, s tu in tam slabo vidnimi ostanki alg, verjetno vrste *Diplopora annulata*.

Kristalast cordevolski dolomit prehaja navzgor postopno v srednje plastnat siv do rjavkasto siv, tako imenovani "mejni dolomit" (Mlakar, 1969; Cigale, 1978), ki je na obrobju Tratnikovih usadov debel cca. 20 m (sl. 1). V zgornjem delu mejnega dolomita se začno pojavljati lečasti vložki črnega tanko plastnatega mikritnega apnenca, ki v nekaj metrih povsem nadomesti dolomit. Sledi 10 do 15 m temno sivega srednje do tanko









1. pobočni grušč
scree
2. sivi, rdečkasti litični peščenjak in konglomerat z lečami sivega neplastnatega apnenca
gray, reddish lithic sandstone and conglomerate with lenses of gray massive limestone
3. sivi, pasnati megalodontidni apnenec
gray, "belty" (bedded megalodontide limestone)
4. temno siv do črn glinavec in meljevec z vložki nesortiranega litičnega peščenjaka in lečami jaspisnega konglomerata
dark grey to black claystone and mudstone interbedded by unsorted lithic sandstone and lenses of jaspis conglomerate
5. leče in plasti temno sivega plastnatega apnenca
lenses and beds of dark grey bedded limestone
6. sivi zrnati plastnati dolomit
gray granular bedded dolomite
7. beli zrnati luknjičavi neplastnati dolomit
white granular porous massive dolomite
8. vpad normalnih plasti
normal beds inclination
9. subvertikalna lega plasti
subvertical beds
10. inverzna lega plasti
inverse beds
11. vpad razpoklinskih con
inclination of the fissured zone
12. vpad prelomne ploskve
fracture plane inclination
13. naravnica
thrust zone
14. porušena cona
broken zone
15. razpoklinska cona
fissured zone
16. smer vpada osne ravnine obnarivne gube
inclination of axial plane of nearthrust fold
17. rob plazu
landslide margin

Sl. 1. Geološka karta Tratnikovih usadov in okolice.

Fig. 1. Geological map of Tratnik landslide and its surroundings

nepravilno plastnatega ali gomoljastega organogenega in okremenjenega biosparitnega apnenca z vodilno julske alge *Clypeina besici* Pantić (Cigale, 1978). Začenjajo se pojavljati medplastni vložki apnenčevega laporovca in glinavca ali zelo slabo sortiranega drobno zrnatega peščenjaka. Gomoljasti apneneci lahko prehajajo lateralno v klastite.

Postopno povsem prevladajo klastične kamnine (sl. 1). Kamnine so julske starosti in jih uvrščamo med spodnji klastični horizont (Cigale, 1978; spodnji peščenoskrilavi horizont – po Mlakarju, 1969). Na območju Tratnikovih usadov prevladujeta v stratigrafsko spodnjem delu neplastnata črni, temno sivi ali, zaradi povečanih količin vulkanoklastičnega materiala, zelenkasto sivi in temno vijoličasti muljevec (glinavec in meljevec). Muljevec prehaja v muljevec z redkimi peščenimi zrni in peščeni muljevec. Tu in tam najdemo tudi posamezne prodnike ali koncentracije drobno zrnatih, slabo zaobljenih prodnikov kremenca. V opisanih kamninah leže leče in lečaste plasti rdečkastega do rjavo rdečkastega kremenovega peščenjaka, prodnatega peščenjaka in slabo sortiranega konglomerata. Kamnine so horizontalno ali navskrižno plastnate in ponekod bolj ali manj izrazito laminirane ter na obrobjih okremenjene. V nekaterih lečah opazujemo normalno postopno zrnatost. Kamnine sestavljajo v glavnem različno zaobljeni klasti kremenca, intenzivno zelenih tufov in redkih apnenecov. Značilni so prodniki peščenjaka in rumeno-rdečega jaspisa. Vezivo je muljasto z bogato primesjo presedimentir-

ranega vulkanoklastičnega materiala. Spodnje površine debelo klastičnih vložkov so erozijske, zgornje pa postopne do ostre ali erozijske. Poleg debelo klastičnih sedimentov opazujemo v muljevcih še več metrov dolge in do meter debele lečaste plasti ali leče temno sivih do modrikasto sivih organogenih apnenecov s primesmi terigenega materiala. Leče so večinoma neplastnate, plastnate pa le na obrobju. Apnenčeve plasti so gomoljaste ali laminirane. Na spodnjih straneh nekaterih plasti so razvite številne pogreznitvene teksture. V muljevcih kot tudi peščenjakih najdemo pogoste zoglenele rastlinske ostanke, tu in tam pa celo tanjše antracitne leče. V drobnozrnatih klastitih kot tudi v lečah apnenca najdemo ostanke školjk *Pachycardia rugosa* Hauer in *Myophoria kefersteini* Bittner ter nedoločljive rastlinske ostanke. V stratigrafsko nižjih delih opazujemo v muljevcu pogoste kalcitne, nekoliko višje pa redke baritne konkrecije. Kamnino preprezajo številne žile belega kremenca in tu in tam žile barita. Zaradi tektonike debeline spodnjega klastičnega horizonta na območju Tratnikovih usadov ni mogoče določiti, je pa vsekakor debelejši od 130 m. Litološko – sedimentološko je omenjene kamnine delno opisal Cigale (1978), podrobnejše sedimentološko – facielne analize pa še niso bile narejene.

Na julskem, spodnjem klastičnem horizontu leži tuvalski svetlo do temno laminiran oolitni apnenec z megalodontidnimi školjkami (Kossmat, 1898; Mlakar, 1969; Cigale, 1978). Sledi še zgornji karnijski kla-

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. Tratnikovi usadi v dolini Zgornje Idrijce.

Fig. 1. Tratnik landslide in Upper Idrijca valley.

Sl. 2. Septarijska kremenovo baritna konkrecija. Daljša stranica slike meri 7cm.

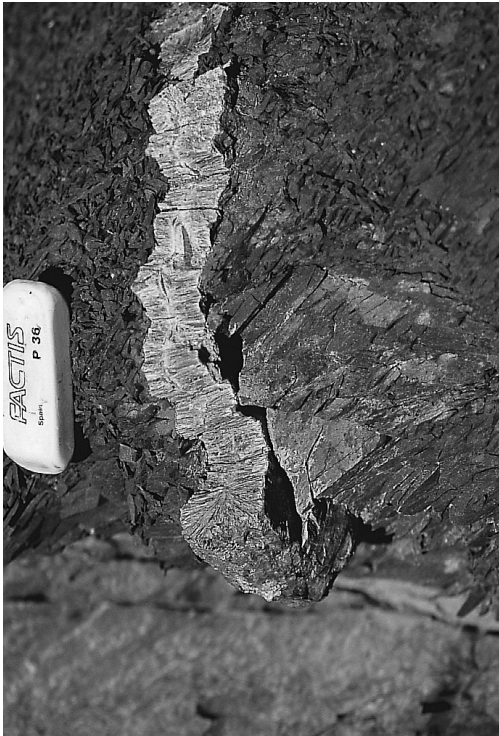
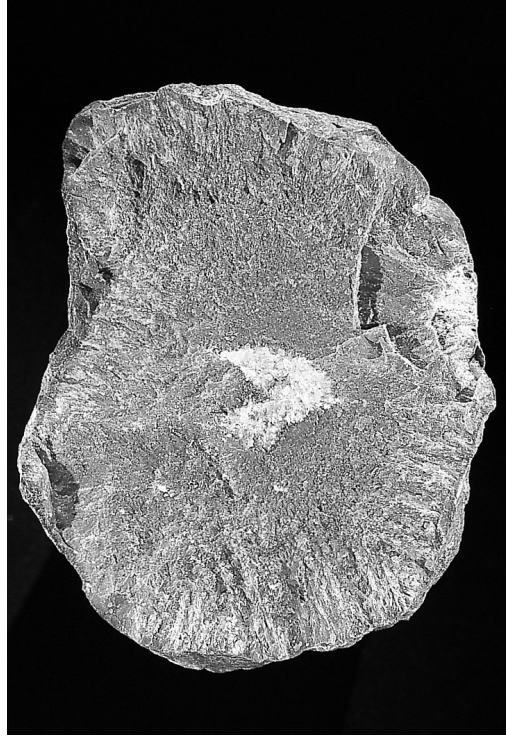
Fig. 2. Septarian quartz-barite concretion. Length of the longer side of the photo is 7 cm.

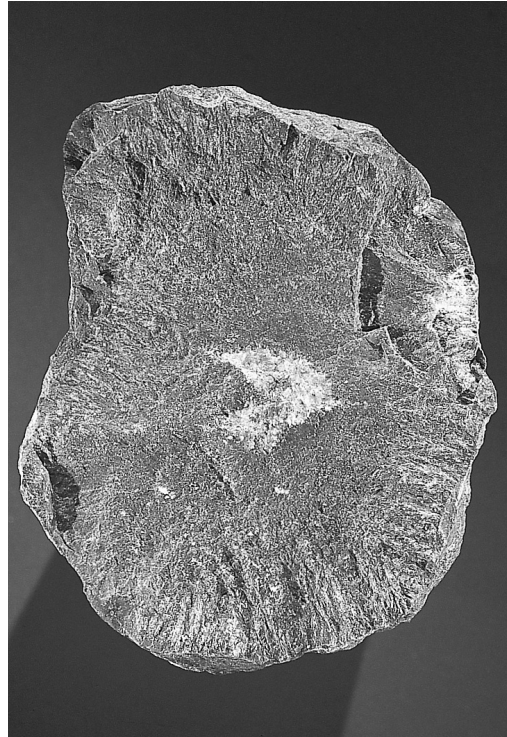
Sl. 3. Baritna žila v julskem glinavcu.

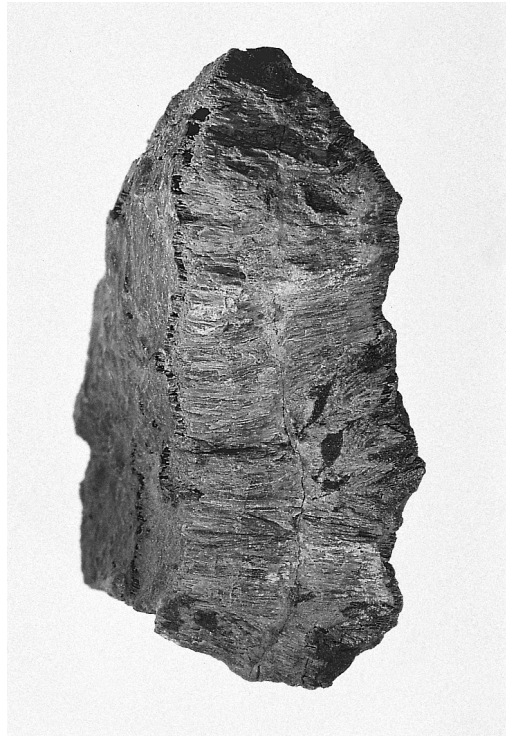
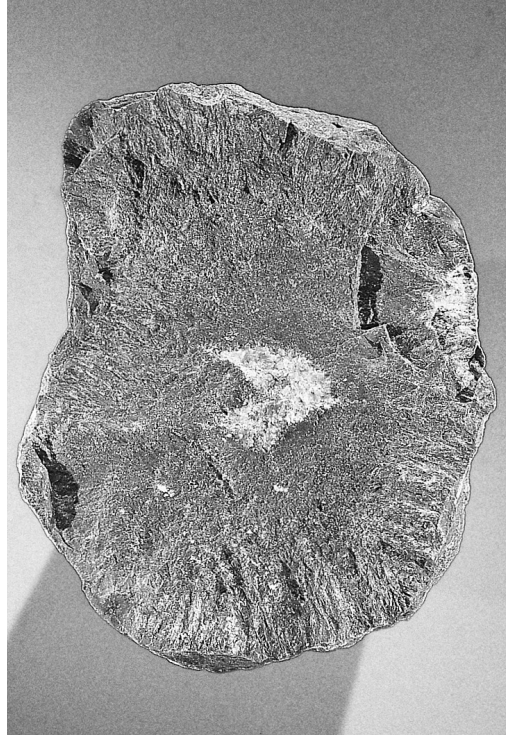
Fig. 3. Barite veins in Julian claystone.

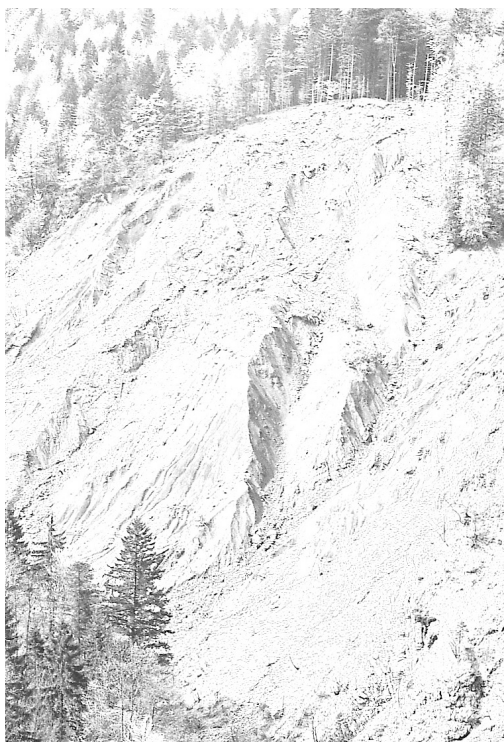
Sl. 4. Bočni zaključek baritne žile. Daljša stranica slike meri 7cm.

Fig. 4. Marginal end of barite veins. Length of the longer side of the photo is 7 cm.









1



2



3



4

stični horizont (Cigale, 1978), ki je lito-loško prav tako zapleteno zgrajen kot spodnji.

Strukturna lega karnijskih kamnin in tektonika

Kamnine Zgornje Idrije ležijo v okviru Trnovskega pokrova (Mlakar, 1969). Plasti imajo normalno lego in v splošnem vpadajo proti jugozahodu. Ožje območje Tratnikovih usadov gradijo izključno karnijske kamnine – cordevolske, julske in tuvalske starosti. Z naravnico znotraj Trnovskega pokrova so ločene v dve strukturalni enoti (sl. 1). V spodnji strukturalni enoti opazujemo cordevolski dolomit, prehodni dolomit, plasti gomoljastega apnenca in nižji del spodnjega julskega klastičnega horizonta. Na severnem robu Tratnikovih usadov vpadajo plasti strmo proti jugojugozahodu. Nekoliko južneje so vertikalne, nato pa se prevesijo v inverzno lego. V inverzni legi se deformabilni drobno zrnati peščenjaki in muljevci previjejo v več obnarivnih poševnih gub z nagibom osne ravnine proti jugojugozahodu in vpadom osi gub strmo proti vzhodujugovzhodu (sl. 1). Zgornjo gradijo pisani tuvalski kremenovi peščenjaki in konglomerati ter le tu in tam plastnat pasnat tuvalski apnenec. Plasti vpadajo okrog 30° proti severu ali severoseverovzhodu, torej v obratni smeri, kot je običajno za kamnine v okviru Trnovskega pokrova (Mlakar, 1969). Lego plasti razlagamo z obnarivnim gubanjem.

Območje Tratnikovih usadov seka več prelomih con s smerjo WNW – ESE ali približno E – W. Najmočnejši je vsekakor levo zmični prelom, ki deli kartirani teren približno na dva dela (sl. 1).

Litostratigrafska in strukturna lega baritno kremenovih konkrecij in baritnih žil

Barit se nahaja v povitih in zgubanih julskih klastičnih kamninah spodnje narivne enote na območju Tratnikovih usadov (tab. 1, sl. 1). Nastopa v obliki skoraj izometrično oblikovanih okroglih (tab. 1, sl. 2) do diskastih, lečastih konkrecijah ter žilah (tab. 1, sl. 3). Obe obliki barita najdemo v skrilavem muljevcu in drobno zrnatem kreme-

novem peščenjaku z glinastim vezivom. Masivne in septarijske konkrecije so na redko in brez spoznavnega reda razporejene po drobnozrnatih julskih kamninah. Žile barita najdemo le v prevojnih delih obnarivnih gub, kar nesporno kaže na genetsko soodvisnost.

Struktura in sestava baritno kremenovih konkrecij in baritnih žil

Strukturo konkrecij in žil smo določili makroskopsko in mikroskopsko v polarizirani presewni svetlobi. Pri določitvi mineralne sestave pa smo poleg mikroskopskih metod uporabili tudi praškovo rentgensko difrakcijo na difraktometru PHILIPS, z bakrovim $Cu K\alpha_1$ sevanjem in Ni filtrom.

Baritno kremenove konkrecije

Bolj ali manj intenzivno rdečkasto rjavo obarvane, masivne in septarijske baritne konkrecije so na redko in slučajno razporejene v julskih muljevcih (tab. 1, sl. 2). Njihova velikost se giblje od 2 do 9 cm, v povprečju pa so velike le nekaj centimetrov. Velika večina konkrecij je zgrajenih enotno iz zelo drobnih kristalčkov. Nekaterne večje pa imajo nakazano koncentrično zgradbo. Osrednji homogeni del grade zelo drobni kremenovi in baritni kristali. Proti robom so baritni kristali usmerjeni radialno, njihova velikost pa se večja (tab. 1, sl. 2). Večje konkrecije so pogostno septarijske in jih sekajo radialno potekajoče septarijske žilice. Zunanje površine konkrecij so rahlo razgibane (ravne, pravilne), jasno določene in ostro ločujejo konkrecije od prikamnine.

Baritno kremenove konkrecije sestavljajo kremen (ca. 60 %), barit (ca. 30 %) in glineni minerali. Intenzivna rdeča barva in rahel dvig ozadja rentgenograma kažeta na prisotnost amorfnih železovih hidroksidov. Mikroskopsko lahko v konkreciji opazujemo radialno žarkovito rast dendritičnih/skeletnih pahljačasto razporejenih kristalov barita v kriptokristalni osnovi iz glinenih mineralov in železovih hidroksidov. Vlaknati skeletni kristali barita so dolgi od 0.6 do 1.5 mm in široki od 0.01 do 0.07 mm. Os n_g je vedno vzporedna daljši stranici kristala, kar kaže na razpotegnjenost kristalov v smeri 1. kristalografske osi [100]. Večina presekov,

ki jih opazujemo je vzporedna tretjemu pinakoidu [001]. V konoskopski svetlobi smo na kristalih barita določili dvoosno, optično negativno indikatrisko, kar je nenavadno, saj je barit po literaturnih podatkih optično pozitiven mineral. V jedru septarijskih konkrecij so septarijske žilice zapolnjene z anhedralnimi, prevladujoče podolgovatimi zrnji barita in kremen (tab. 2, sl. 1), ki so usmerjeni z daljšo stranico od roba proti sredini žilice.

Kremen je večinoma mikrokristalen, le ponekod, predvsem v septarijskih žilicah gradi večja do 0.15 mm velika zrna. Območja, v katerih je več kremen (so rjavkasto obarvana z železovimi hidrosidi). Kremen nadomešča barit. Nadomeščanje se prične na stikih med zrnji barita in se širi v njihovo notranjost (tab. 2, sl. 2). Med kremenovimi zrnji se pogosto pojavljajo nepravilni vključki ne popolnoma nadomeščenega barita in železovih hidrosidov in oksidov. Ti ponekod, v predelih sestavljenih pretežno iz kremen, nakazujejo prvotno obliko nadomeščenih baritnih kristalov.

Baritne žile

V nagubanih muljastih kamninah najdemo v antiklinalnih delih gub do 25 cm dolge in do 2,5 cm debele baritne žile (tab. 1, sl. 3). Te se že makroskopsko ločijo med seboj po notranji zgradbi. Večina žil ima jasno "dvoplastno" notranjo zgradbo (tab. 1, sl. 4) z izrazito sredinsko črto. Na zunanji strani običajno le del baritnih kristalov sega neposredno do prikamnine, sicer pa se končujejo že nekoliko prej. Na tak način se na obrobju žil oblikuje še en manj izrazit stik in značilna tanka "porozna plast" med žilo in prikamnino (tab. 1, sl. 4).

V žilah sestavlja barit večino (ca. 87 %) mineralne zapolnitve. Poleg barita žile zapolnjujejo tudi kremen (ca. 10 %) in minerali glin, ki sestavljajo pretežni del drobcov muljaste prikamnine. Ti nastopajo v žilah kot vključki. Žilni barit se že na pogled povsem loči od barita v konkrecijah, tako po barvi, obliki kot tudi velikosti kristalov. Žilni barit je modrikasto do zelenkasto siv in nastopa v vlaknatih do 6 mm dolgih in do 1.5 mm širokih kristalih. Optične orientacije sosednjih zrn so ravno nasprotni, nihajni smeri presekov n_g in n_p pa ne sovpadata vedno točno s kristalografskimi osmi.

Vlaknati kristali barita so antitaksialno, asimetrično zapolnjevali razpoke in so rasli najmanj v štirih generacijah. Prvo generacijo predstavljajo najdaljši vlaknati baritni kristali, ki so rasli sočasno z razpiranjem razpok od sredine proti njenim robovom (tab. 2, sl. 3). Njihova rast je bila od lepo vidne središčne črte približno simetrična. Drugo generacijo grade asimetrični antitaksialni vlaknati kristali barita, ki imajo daljše "kralke" od središčne linije proti prvi generaciji barita kot na strani prikamnine. Tretja generacija vlaknatega barita ima najkrajše kristale in ni razvita povsod. Nastopa ob obeh kontaktih žilice s prikamnino in ob vključkih muljaste prikamnine. Večinoma je rasla sintaksilno na prvi in drugi generaciji. Ponekod ob vključkih prikamnine, kjer je bil kot med kristali starejših generacij in vključki prevelik, pa so vlaknati kristali barita rasli antitaksialno. Četrta generacija barita ni vlaknata in je količinsko najmanj zastopana. Zapolnjuje tanke žilice, ki so vezane predvsem na kontakt med prvo in drugo generacijo vlaknatega barita in žilice, ki potekajo v prečni smeri. Ob teh žilicah in razpokah so se vlaknata zrna barita prve in druge generacije povila in deloma zdrobila (tab. 2, sl. 4). Ob razpokah, ki potekajo prečno na žile, so prve tri generacije barita porušene, posamezni deli žil pa so deloma zamaknjeni.

Podobno kot barit konkrecij nadomešča kremen tudi žilni barit, vendar so nadomeščanja veliko manj obsežna, kar se odraža tudi v njegovi zastopanosti. Kremen je mikrokristalen in nadomešča barit predvsem na robovih žilic, na kontaktu s prikamnino.

Razprava

Baritno kremenove konkrecije

Glede na to, da se zgodnjediagenetski barit v obliki konkrecij pojavlja v julskih klastičnih kamninah, lahko na okolje sedimentacije in splošne pogoje njegovega nastanka sklepamo na podlagi litološko-sedimentoloških značilnosti karnijskih plasti, ki smo jih opisali v poglavju o geologiji Tratnikovih usadov.

Ob upoštevanju, da živijo današnji predstavniki diplopornih alg v plitvih tropskih morjih do globine 20 m, sklepamo, da so

tudi cordevolski, diploporni apnenci – kasneje dolomitizirani – nastajali v plitvovodnem, toplem in čistem morju odprtega šelfa (Cigale, 1978).

Mejni dolomit in gomoljasti apnenci s klastičnimi vložki že kažejo povečani vpliv kopnega z dotekanjem terigenega materiala ob sočasnem spreminjanju pogojev sedimentacije. Postopno je povsem prevladala klastična sedimentacija.

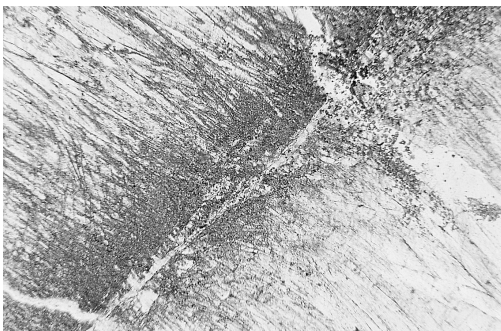
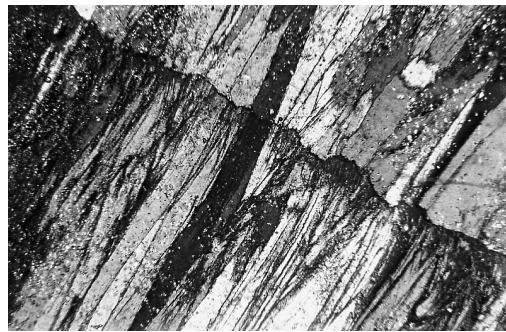
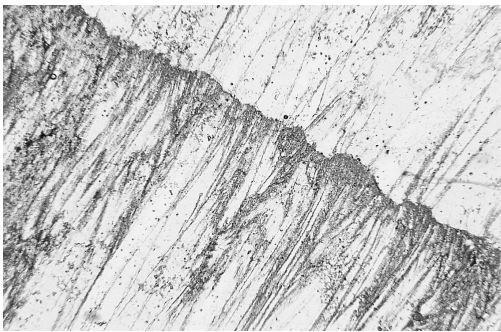
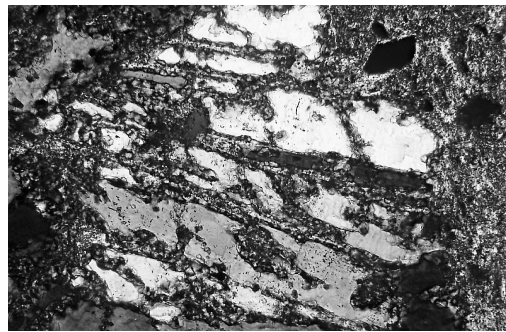
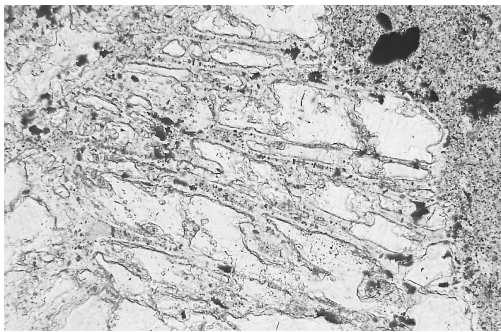
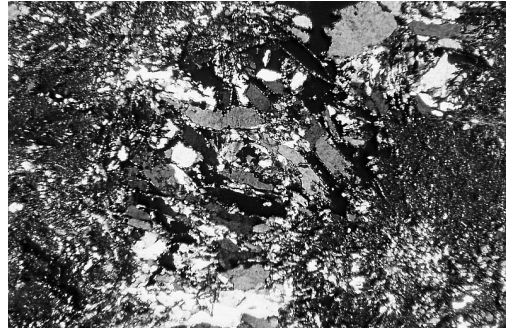
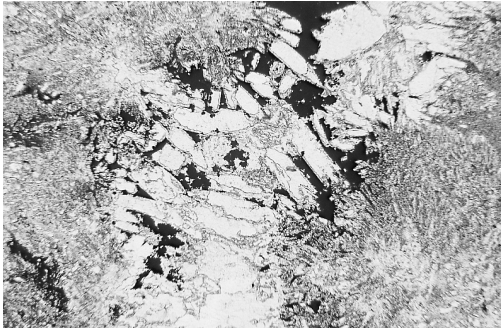
Iz opisa litološko raznolikega julskega klastičnega horizonta izhaja, da so kamnine nastajale v energetsko spreminjajočih pogojih zaprtega šelfa. Na veliko bližino kopnega ali celo restriktivne močvirske pogoje kažejo številni zogleneli rastlinski ostanki in antracitni vložki, pa tudi odlomki slabo sprijetih vulkanoklastičnih kamnin. Posamezni sunki energetsko močnejših tokov so prekinjali sedimentacijo mulja s prinašanjem peščenega in prodnatega materiala. Peščena zrna in prodniki kremena, jaspisa in piroklastitov so nastajali pri eroziji ladinijskih kamnin (Cigale, 1978). Glede na mikrofacialni značaj apnenčevih vložkov menimo, da gre za genetsko različne apnence. Domnevamo, da je bil zaprti šelf z zunanje strani omejen s karbonatno pregrado, iz katere so tokovi prinašali material za nastajanje plastnatih lečastih apnencev. Neplastnate leče pa predstavljajo apnenčeve blatne kope.

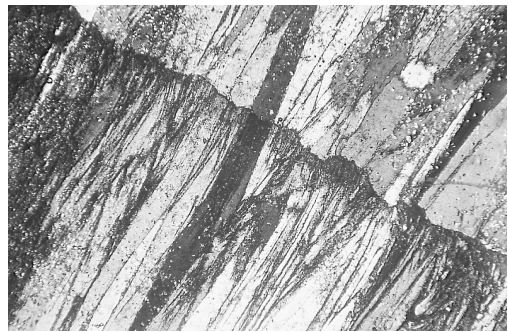
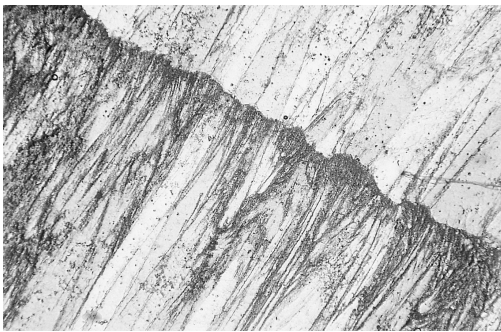
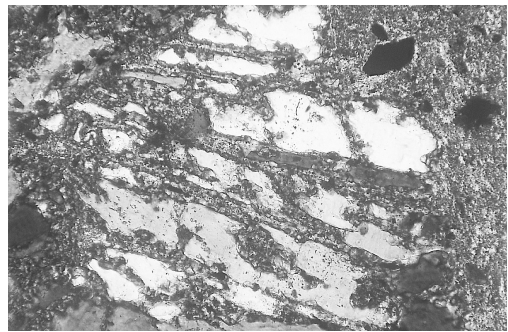
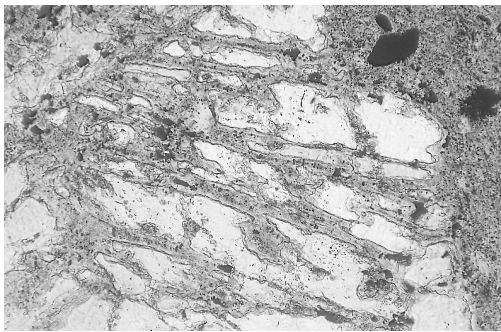
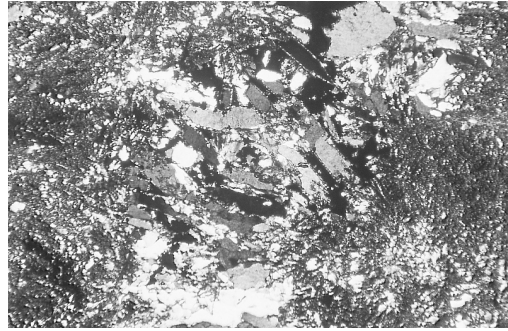
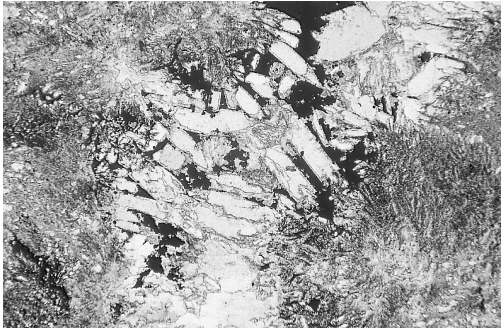
Glede na značaj in izgled konkrecij ter glede na opazovanja razmer v prikamnini so to "konkrecije tipa 2" (Engelhardt, 1973). Nastajajo v zgodnji diagenezi z zapolnjevanjem por in nadomeščanjem sedimenta. Redkost in majhnost baritnih konkrecij kaže, da je bila verjetno količina razpoložljivega barija v pornih raztopinah iz širše okolice omejena in da so bili pogoji za nastanek kristalizacijskih jeder izpolnjeni le tu in tam. Pravilnost konkrecij govori za relativno izotropnost dotoka z barijem obogatenih pornih raztopin. Zelo drobni in enakomerni kristali ter v večini primerov nekoncentrična notranja struktura pa kaže na njihovo počasno rast. Vzrok za počasno rast je bila lahko nizka prepustnost muljastih sedimentov, oziroma nizek difuzni koeficient ali pa nizka koncentracija barija v porni vodi. Ob prisotnosti sulfatnega iona, ki ga je v morski in porni vodi morskih sedimentov v izobilju, zadostuje za izločanje barita že zelo nizka koncentracija barija.

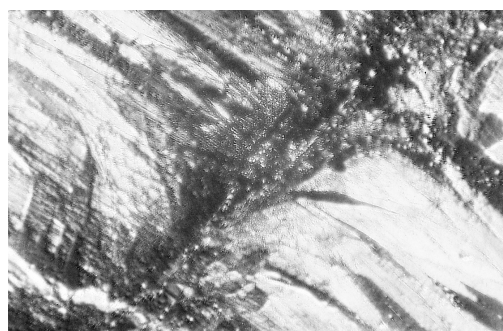
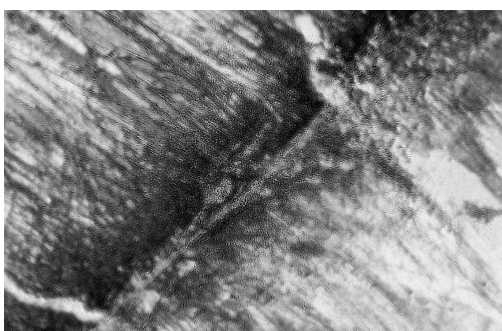
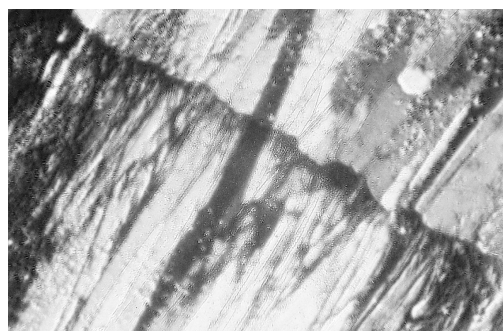
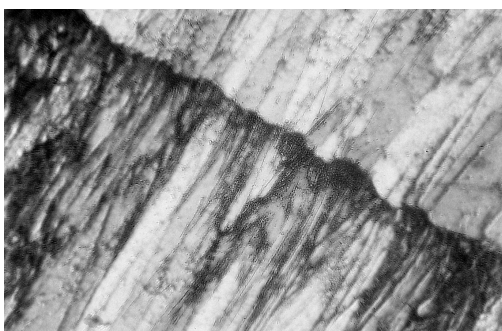
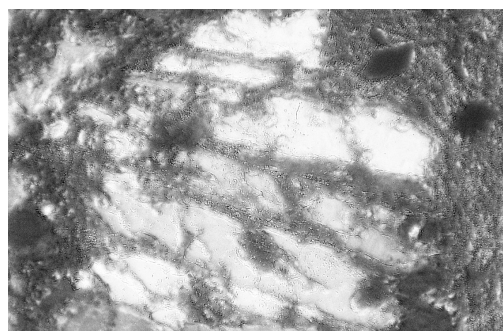
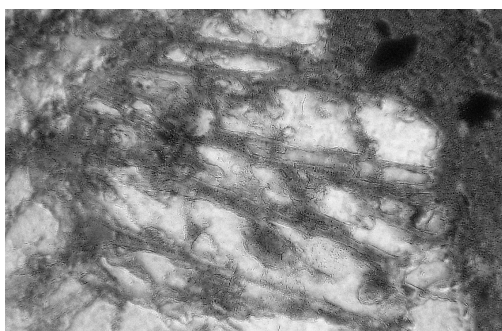
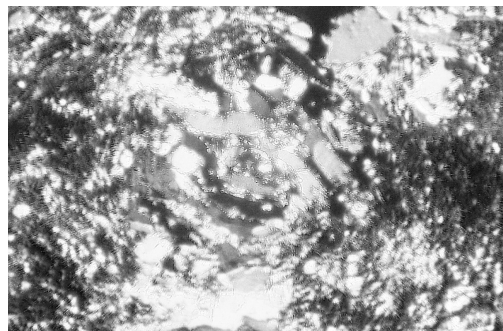
Izvor barija za nastanek barita v opisanih sedimentnih kamninah je lahko večstranski. V plitvo priobalno morsko sedimentacijsko okolje so barij lahko prinašali skupaj s terigenim materialom sladkovodni dotoki. Koncentracija barija v sladkih rečnih vodah je zelo odvisna od litološke sestave drenažnega zaledja. Povprečje za ameriške reke je 45

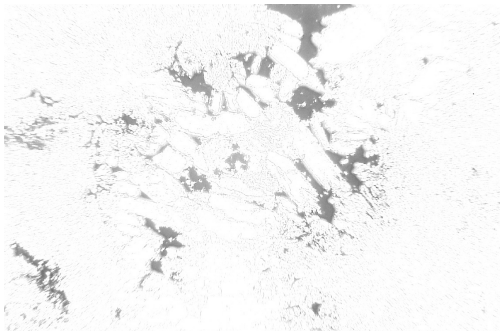
Tabla 2 – Plate 2

- Sl. 1.* Paličasti baritni kristali v septariji (jedro konkrecije na tab. 1, sl. 2). a-brez analizatorja, b-z vključenim analizatorjem. Daljša stranica slike meri 2 cm.
- Fig. 1.* Lathlike barite crystals in septaria (core of concretion from Pl. 1, Fig. 2). a-parallel polars, b-crossed polars. Length of the longer side of the photo is 2 cm.
- Sl. 2.* Nadomeščanje baritnih kristalov z drobnozrnatim kremenom (rob konkrecije na tab. 1, sl. 2). a-brez analizatorja, b-z vključenim analizatorjem. Daljša stranica slike meri 0.5 cm.
- Fig. 2.* Replacing of barite crystals (B) by fine grained quartz (Q) (margin of concretion from Pl. 1, Fig. 2). a-parallel polars, b-crossed polars. Length of the longer side of the photo is 2 cm.
- Sl. 3.* Antitaksialna rast baritnih kristalov v žili. a-brez analizatorja, b-z vključenim analizatorjem. Daljša stranica slike meri 2 cm.
- Fig. 3.* Antitaxial growth of barite crystals in veine. a-parallel polars, b-crossed polars. Length of the longer side of the photo is 2 cm.
- Sl. 4.* Vzdolž razpoke v žili poviti in delno zdrobljeni kristali barita. a-brez analizatorja, b-z vključenim analizatorjem. Daljša stranica slike meri 2 cm.
- Fig. 4.* Along the crack in the veine barite crystals are bended and partly fractured. a-parallel polars, b-crossed polars. Length of the longer side of the photo is 2 cm.

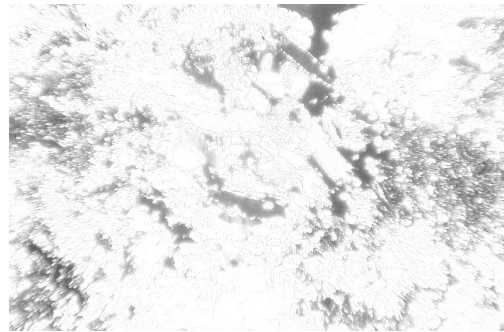








1a



1b



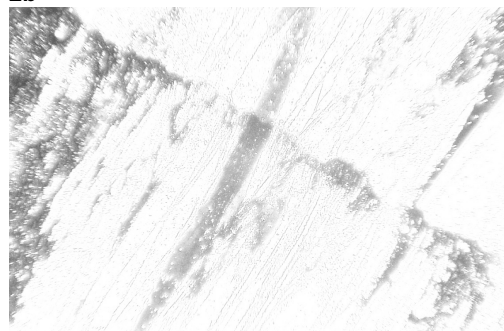
2a



2b



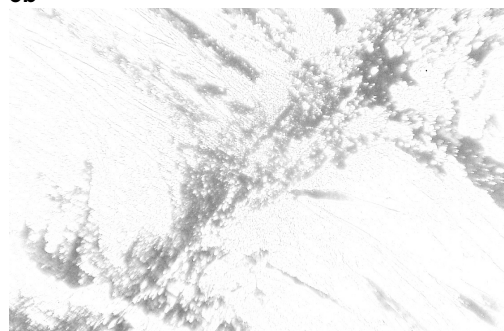
3a



3b



4a



4b

ppb Ba (Fischer & Puchelt, 1978). Koncentracija barija v morski vodi je manj spremenljiva in znaša za povprečno oceansko vodo 20 ppb Ba (Fischer & Puchelt, 1978). Glede na sestavo terigenih peščenih zrn in prodnikov naj bi terigeni material izviral pretežno iz ladinjskih kamnin (vulkanoklastičnih kamnin in predornin) (Cigale, 1978). Barij pa naj bi se izluževal predvsem iz glincev teh kamnin. Drugi del barija lahko izvira iz sedimenta, (in situ) spremenjenih terigenih zrn glincev in predornin. Tretji izvor barija pa so lahko z barijem bogati organski karbonatni ostanki. Glede na plitvo morsko priobalno okolje nastanka sedimentov pa dajemo hidrotermalnemu dotoku barija z raztopinami, povezanimi z magmatskim delovanjem na globokomorskih oceanskih hrbtih manjši pomen za nastanek opisanih baritnih konkrecij.

Baritne žile

Sestava žil in opisana notranja zgradba kažeta na antitaksialno kompleksno zapolnitev žil, ki odraža več faz premikov in z njimi povezano izločanje ter rast vlaknatega barita. V prvi fazi premikanja so se razpoke najbolj odprle in so jih zapolnili najdaljši vlaknati baritni kristali, ki so rasli sočasno z razpiranjem razpok od sredine proti njenim robovom. Njihova rast je bila od lepo vidne središčne črte približno simetrična. V drugi fazi premikov so se razpoke manj razprle. Te razpoke so zapolnili asimetrični antitaksialni vlaknati kristali barita druge generacije, ki so rasli hitreje na strani prve generacije barita kot na strani prikamnine. Tretja faza premikov je bila še manj izrazita od druge. Nastale razpoke je zapolnil večinoma sintaksialni vlaknati barit, ki je ob kontaktu s prikamnino rasel na prvi in drugi generaciji vlaknatega barita. Ob nekaterih vključkih prikamnine pa je zapolnjeval razpoke tudi antitaksialno. Te tri faze premikov vezemo za gubanje. Sledila je četrta, najmlajša faza premikov, v kateri so nastale razpoke, ki jih je deloma zapolnil barit četrte generacije. Ob njih so se zrna barita vseh treh, predvsem pa prve in druge generacije deformirala, se deloma plastično povila in se deloma zdrobila ter razpokala. Najmočnejše deformacije so opazne ob zmični razpoki, ki poteka vzporedno z žilo po meji med prvo in drugo gene-

racijo antitaksialnega vlaknatega barita. Drug sistem razpok, ob katerih so posamezni deli tudi nekoliko zamaknjeni, pa poteka prečno na žile. V razlagi smo podali le relativno zaporedje deformacij. Značilna vlaknata oblika kristalov kaže predvsem na zelo pozno diagenetske do nizko metamorfne pogoje (Shelley, 1993).

Zaključki

Baritne konkrecije so nastajale v času zgodnje diageneze, ko je imel glinasto – meljasti sediment še dovolj veliko efektivno poroznost za zelo počasno pretakanje (ali difuzijo) pornih raztopin. Te so vsebovale nizke koncentracije barija in velike količine sulfatnih ionov. Snovi so se sproščale pri preperevanju in sprembah ladinjskih vulkanoklastičnih kamnin in se odlagale v okolju zaprtega šelfa. Pri kasnejših procesih so ponekod nastale septarijske razpoke, ki jih je zapolnil barit. V še poznejših fazah diageneze je prišlo do mobilizacije kremenice in nadomeščanja barita s kremenom, tako v masivnih delih konkrecij kot v septarijskih žilicah. Kremen sedaj prevladuje v sestavi baritno kremenovih konkrecij.

Nastajanje žilnega barita povezujemo z nastankom obnarivnih gub. Pri njihovem oblikovanju je prišlo soglasno z nateznimi pogoji v antiklinalnih delih do postopnega odpiranja razpok v plastičnih in slabo prepustnih drobno zrnatih klastičnih kamninah ob sočasnem kompleksnem, večfaznem zapolnjevanju razpok z antitaksialno rastočimi kristali barita. Pri nastajanju žil smo zasledili štiri faze premikanj, s katerimi je povezano izločanje štirih generacij barita in kasnejša mobilizacija kremenice ter nadomeščanje barita s kremenom. Menimo, da je bil barit zaradi povečanih pritiskov in temperatur v času narivanja remobiliziran iz prikamnine in zgodnjediagenetakah baritnih konkrecij.

Barite from the Upper Idrija River valley (W Slovenia)

Barite concretions and veins were found in 1998 in Carnian beds at the Tratnik landslide location in Upper Idrija valley (west of Idrija, western Slovenia; Fig. 1). The aim of our work was to determine their relation to sedimentary rocks, forms of occurrence, crystallographical and mineralogical characteristics and genesis.

Tratnik landslide location presents approximately 200 m long and 100 to 150 m wide landslide on the right slope of Idrija, beneath the Tratnik farm in Čekovnik (Pl. 1, Fig. 1). Upper Triassic Carnian beds of this area are lithologically various and stratigraphically perfectly developed.

Characteristic coarse (medium) grained Cordevol dolomite, with frequent remains of leading fossil *Diplopora annulata* (Mlakar, 1969; Cigale, 1978), gradually passes upwards to medium bedded gray to brownish gray so called "boundary dolomite" (Mlakar, 1969; Cigale, 1978) which is on the margin of Tratnik landslide approx. 20 m thick (Fig. 1). In the upper part of the dolomite, lenses of black, fine-bedded micrite limestone occur. Within few meters the dolomite is totally replaced by limestone. Follows 10 to 15 m of dark grey, medium to fine bedded or knobby organogenous and silicified biosparitic limestone with leading Julian algae *Clypeina besici* Pantić (Cigale, 1978). Interbedded inserts of calcite marl and claystone or fine-grained poorly sorted sandstone begin to occur in the limestone. Knobby limestone may pass laterally to characteristic Julian clastic rocks.

In the lower part of Julian clastic horizon (Cigale, 1978) prevails massive black to dark gray mudstone, occasionally dark violet to green due to increased content of vulcanoclastic material (Fig. 1). In the mudstone there are inserted lenses and lenslike beds of reddish to brown reddish quartz sandstone, gravely sandstone and poorly sorted conglomerate. Coarse-grained clastic rocks are constituted mainly of variously rounded pebbles of quartz, intensively green tuff and rare limestone. Pebbles of sandstone and intensively yellow-red jaspis are characteristic as well (jaspis conglomerate). Beside coarse-grained clastic sediments, several meters long to one-meter thick lenses or len-

slike beds of dark gray to bluish gray organogenous limestone with terrigenous inclusions are observed. Limestone beds are knobby or laminated. Lenses are massive, bedded only on the margins.

In fine-grained clastic rocks as well as in limestone lenses, remainings of shells *Pachycardia rugosa* Hauer and *Myophoria kefersteini* Bittner and some unidentifiable plant remnants are found. Here and there thin antracite lenses are observed.

Due to tectonic movements, the thickness of lower clastic horizon at the Tratnik landslide cannot be determined, but it definitely exceeds 130 m.

At the lower clastic horizon there is Tuvalian light to dark grey bedded or massive oolitic limestone with megalodontidic shells (Kossmat, 1898; Mlakar, 1969; Cigale, 1978). It follows the upper Carnian clastic horizon (Cigale, 1978), lithologically as complicated as the lower one.

Rocks of Upper Idrija valley belong to the framework of Trnovo nappe. Beds are in normal position and generally decline towards southwest (Mlakar, 1969). Carnian rocks of Tratnik landslide are divided into two structural units inside the Trnovo nappe (Fig. 1). The lower described unit is built up by Julian lithologic parts, and the upper unit by coloured Tuvalian quartz sandstones and conglomerates and belted limestone. On northern margin of Tratnik landslide beds of Julian rocks decline steeply towards southsouthwest. Somewhat southerly they are vertical and preponderate to inverse position. In inverse position deformable fine-grained sandstones and mudstones bend into several near thrust fault inclined fold with axial plane inclination towards southsouthwest and fold axis inclination steeply towards eastsoutheast (Fig. 1).

Barite lies in bended and folded Julian clastic rocks of lower thrust unit (Pl. 1, Fig. 1). It is found in almost isometrically formed rounded to lense-like concretions (Pl. 1, Fig. 2) and veins (Pl. 1, Fig. 3, 4). Barite is found in shale and fine-grained quartz sandstone with clayey matrix. Concretions are seldom and randomly dispersed in fine grained Julian rocks. Barite veins are found only in anticlinal and sinclinal parts of near thrust folds, indicating their genetic dependence.

Barite quartz concretions are red colored, rounded formations, filled by quartz (ap-

prox. 60 %), barite (approx. 30 %) and clay minerals. Under the microscope we observe radial growth of dendritic/skeletal fanlike ordered barite crystals in cryptocrystalline to amorphous matrix of clay minerals and iron hydroxides. In convergent light a negative biaxial indicatrix was determined for barite, which is unusual, as barite is supposed to be optically positive mineral. In the core of septarian concretions there are septarian veins, filled by anhedral barite (Pl. 2, Fig. 1) and quartz crystals, elongated towards the vein centre.

Barite veins are complexly filled with fibrous crystals of light gray barite (Pl. 1, Fig. 4). Beside barite (approx. 87 %) veins contain quartz (approx. 10 %) and clay minerals, bound mainly to inclusions of host mudstone. Fibrous barite crystals grew mainly antitaxial, symmetrical and asymmetrical from the centre towards the crack walls, and subordinary syntaxial on older barite generations (Pl. 2, Fig. 3, 4). Four barite generations were determined under the microscope, three of them forming mainly fibrous crystals. Optical orientations of neighbouring crystals are just opposite and the directions of fast and slow rays of the sections are not parallel to crystal margins. As in concretions (Pl. 2, Fig. 2) also in veins barite is partly replaced by younger quartz.

Barite concretions were formed during early diagenesis, while effective porosity of the clayey – muddy sediment permitted slow flow (or diffusion) of pore solutions, slightly enriched in barium. Origin of barium is mostly in volcanoclastic material that composes also the majority of terrigenous sandstone grains. Clastic rocks containing barite concretions were most probably formed within the area of restrictive shelf. During later processes septarian fissures were formed and filled by barite. Barite was later intensively replaced by younger, mainly microcrystalline quartz.

Formation of barite veins is connected to nearthrust folds formation. Due to increase in pressure as well as temperature, barite was remobilised from early diagenetic concretions and host rock. During the process of folding progressive opening of cracks in anticline parts of the folds occurred due to strain conditions. Cracks were antitaxially filled by fibrous crystals of barite. Four pha-

ses of movements could be distinguished, each one connected to one of four determined barite generations.

Zahvala

Avtorji se zahvaljujemo Miranu Udovču za fotografiranje vzorcev v laboratoriju in Andreju Albrehtu za izris geološke karte.

Literatura – References

- Berce, B. 1958: Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. – *Geologija* 4, 5-62, Ljubljana.
- Cigale, M. 1978: Karnijske plasti v okolici Idrije – Carnian beds in the Idria region. – *Geologija* 21, 61-75, Ljubljana.
- Čar, J. 1999: Najdba minerala barita. – *Idrijski razgledi* 44/2, 111, Idrija.
- Degens, E. T. 1968: *Geochemie der Sedimenten*. Stuttgart, 282 pp.
- Di Colbertaldo, D. & Slavik, S. 1961: Il giacimento cinabifero di Idria in Jugoslavia. – *Rendiconti Soc. Min. Ital.* 17, 1-27, Pavia.
- Drovenik, M., Dolenc, T., Režun, B., & Pezdič, J. 1991: O živosrebri rudi iz rudnega telesa Grüberl v Idriji. – *Geologija* 33, (1990), 397-446, Ljubljana.
- Engelhardt, von W. 1973: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. *Sediment-Petrologie*, Teil III, Schweizerbart-Stuttgart, 378 pp.
- Fischer, K. & Puchelt, H. 1978: Barium 56. In: K. H. Wedepohl (Ed.) *Handbook of Geochemistry*, Springer – Verlag, Heidelberg, 442 pp.
- Gudurič, B. 1988: *Zivosrebrovo orudenje v "karbonskih" plasteh idrijskega rudišča*. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1898: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. – *Verh. Geol. R.A.*, 86-104, Wien.
- Mlakar, I. 1969: Krovna zgradba idrijske žirovskega ozemlja. – *Geologija* 12, 5-72, Ljubljana.
- Mlakar, I. & Drovenik, M. 1971: Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. – *Geologija* 14, 67-126, Ljubljana.
- Schrauf, A. 1892: Ueber Metacinabarit von Idria und dessen Paragenesis. – *Jahrbuch der k.k. Geol. Reichs.*, XLI. Band, 349-400, Wien.
- Shelley, D. 1993: *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman & Hall, London, 445 pp.
- Vidrih, R., Mikuž, V., Pišljarič, M. & Klemenčič, T. 1995: Minerali idrijskega rudišča. – *Proteus* 57, 1994-1995, št. 7, 269-276, Ljubljana.
- Voss, W. 1895: *Die Mineralien des Herzogtums Krain*. Laibach, 101 pp.
- Zepharovich, von V. (bearbeitet von F. Becke), 1893: *Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich*. – *Keiserliche Akademie der Wissenschaften*, III. Band, 30, Wien.
- Zuffardi, P. & Salvadori, I. 1964: Supergene Sulfides and Sulfates in the Supergene Zones of Sulfide Ore Deposits. In: G. C. Amstutz, (Ed.), *Sedimentology and Ore Genesis*. Developments in Sedimentology, Vol. 2., 91-99, Elsevier, Amsterdam.