

Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople

Ivo Štručl

Rudnik svinca in topilnica Mežica

Avtor. obravnava sedimentološke, litofacialne, geokemične in paleo-geografske značilnosti anizičnih plasti na območju Mežice ter genezo cinkovo-svinčevega rudišča Topla. Rudna telesa so interstratificirana v srednje-anizičnem dolomitu. Vendar ne gre za kontinuirano rudno plast, temveč za nepravilna cevasta rudna telesa različne dolžine in debeline. Ruda in dolomit sta nastala istočasno. Sulfidni minerali pa se zaradi plitvega morja niso mogli precipitirati direktno, temveč so nastali šele med diagenezo z redukcijo oksidnih spojin. Svinec in cink sta zelo razpršena; po tem se anizična ruda loči od ladinske, ki je bolj koncentrirana, saj je prikamenina ponekod nedaleč od rudnega telesa popolnoma sterilna. Anizična ruda je nastala v nadplimskem pasu precej slanega plitvega morja, ladinska pa v lagunskem pasu manj slanega morja. Anizična ruda je nastala večidel v zgodnji diagenezi, ladinska pa v pozni. Zato prevladujejo v Topli sedimentne teksture, v ladinski rudi pa metasomatske.

Vsebina

Uvod	300
Geologija doline Tople in bližnje okolice	302
Stratigrafski pregled	302
Vulkanska dejavnost na območju severnih Karavank	305
Tektonika	308
Sedimentološke, litofacialne in paleogeografske značilnosti anizične stopnje	310
Paleogeografske razmere v anizični dobi	322
Primerjava razvoja anizičnih plasti v Topli in na sosednjih ozemljih severnih Karavank	324
Geokemične značilnosti anizičnih kamenin v Topli	325
Cinkovo-svinčena ruda v anizičnih plasteh	329
Splošni podatki o rudišču Topla	329
Mineralna sestava rude	332
Teksturne in strukturne značilnosti rude	338
Geokemične značilnosti anizične rude v Topli	368
O genezi cinkovo-svinčevega rudišča Topla	376
Sklep	382
Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Bei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla	383
Literatura	394

UVOD

Anizično cinkovo-svinčevo rudišče v Topli leži na južnem vznožju Pece, po višini druge gore v severnih Karavankah. Od Žerjava pri Črni na Koroškem, kjer so flotacija, topilnica in drugi objekti mežiškega rudnika, je rudišče oddaljeno 11 km. Dostopno je po gozdni cesti, ki se v Podpeci odcepi od občinske ceste Črna—Koprivna.

Rovi stare jame v grapi med kmetijama Končnik in Fajmut so na nadmorskih višinah 1135 do 1167 m, novi raziskovalni rovi pa na 1073, 1143 in 1202 m.

Začetki rudarjenja segajo v Topli v prvo polovico 19. stoletja. Leta 1834 je dobil Simon Kompoš koncesijo v Topli ter pričel graditi rove Terezija, Simona in Juda. Naslednje leto je postavil na Fajmutovem drobilnico, mlin za rudo, izbiralnico, orodjarno in stanovanjsko poslopje za rudarje. Ker se je proizvodnja v Topli večala, je leta 1841 prosila Uršula Petek za koncesijo, da bi postavila na Pongračičevem blizu Črne stope in talilno peč. Oba obrata sta postala leta 1861 last Karla Metnitza, ki ju je leta 1869 prodal Antonu Ohrfandlu. Leta 1889 je odkupila Toplo bleiberška unija rudnikov.

Proizvodnja Tople je stalno nihala, odvisno od rudarske sreče. Najvišja je bila leta 1849, ko so pridobili 57,5 stota svinca. Bleiberška unija rudnikov je zaradi oddaljenosti, prav posebno pa še zaradi najdb bogatejših rudišč v dolini blizu predelovalnih obratov, opustila v Topli vsa eksploatacijska in raziskovalna dela (Urban, 1971).

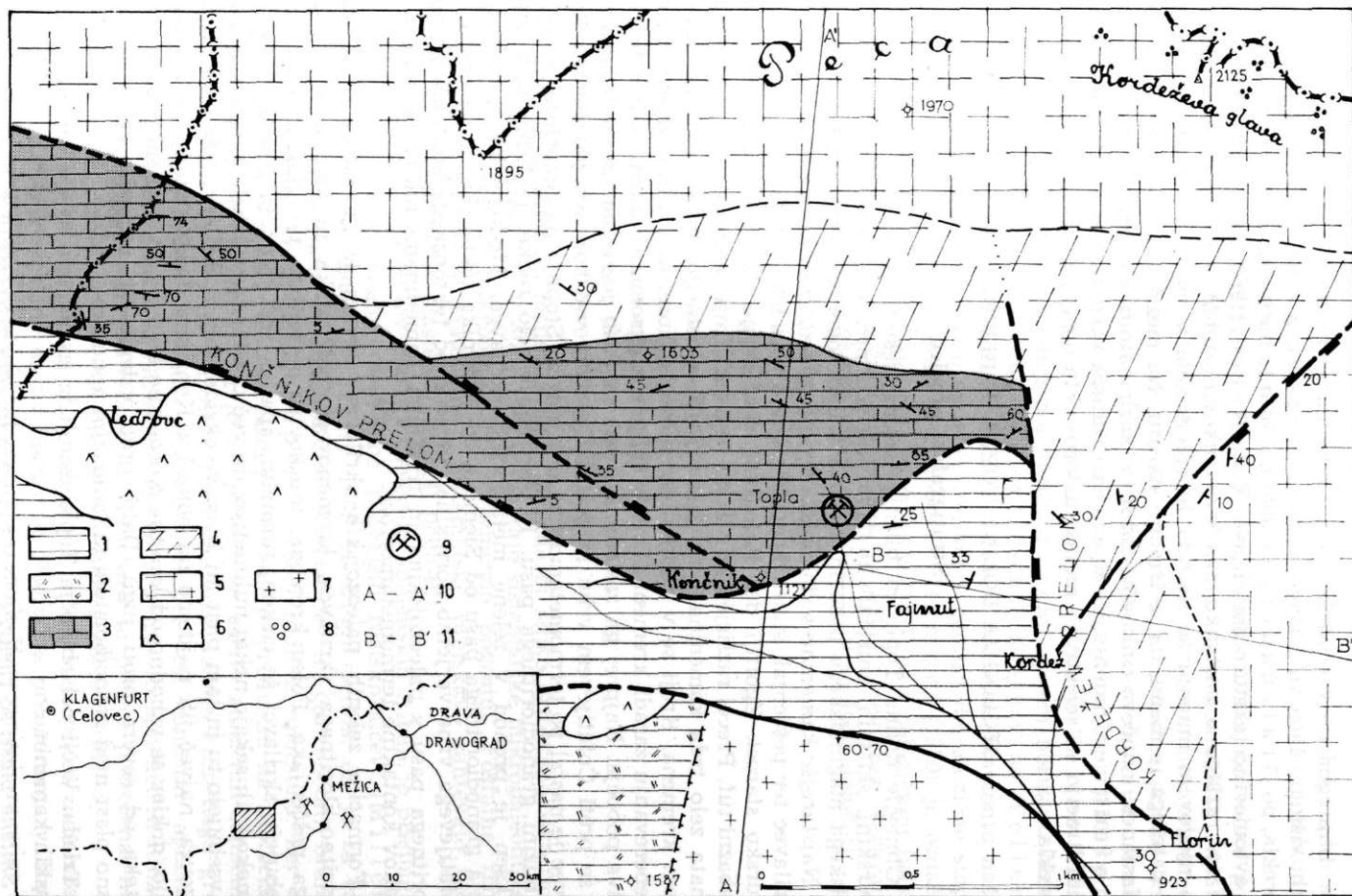
Kakor drugod, najdemo tudi tu prva geološka spoznanja v skopih opisih posameznih potujočih raziskovalcev. Najstarejši zapisi so Morlotovi (1849) in Hillingerjevi (1863), toda iz njih dobimo v glavnem le podatke o rudarski dejavnosti. Gobanz (1868) je verjetno med prvimi dal geološki pregled svinčevo-cinkovih rudišč na območju Pece. Obširneje je opisal rudišča v ladinskih kameninah. Prvo pregledno geološko karto celotnega območja je izdelal Teller (1896), vendar rudišča v Topli ni omenil. Graber (1929) je v okolici Tople raziskoval granodioritno-tonalitno cono.

Vse do leta 1947, ko sta Duhovnik in Zorc pregledala zgornji del jame v Topli in o tem napisala zapisnik, ni drugih poročil. Berce in Hamrila (1953) sta izdelala za območje Pece in Tople prvo geološko karto v merilu 1:10 000. Z najdeno cefalopodno favno, ki jo je določil Žlebnik (1955), sta potrdila zgornjeanižnično starost apnenca z rožencem. Zorc (1955) je opisal v razpravi o mežiških rudiščih tudi rudne pojave v anizičnih plasteh. Posebej je poudaril sorazmerno visok odstotek cinka in svinca v teh kameninah. O nastanku rudišča je menil, da je sinsedimentaren z dolomitom anizične stop-

Sl. 1. Geološka karta bližnje okolice rudišča Topla

Abb. 1. Geologische Karte der näheren Umgebung der Lagerstätte Topla
1 paleozojski zeleni skrilavec, 2 metamorfozirani paleozojski skrilavec (rogovec), 3 anizični skladi, 4 ladinski skladi (dolomit), 5 ladinski skladi (apnenec), 6 diabaz, 7 granodiorit, 8 nahajališče koral, 9 cinkovo-svinčevo rudišče Topla, 10 in 11 profilne črte (glej slike 5 in 6).

1 paläozoische Grünschiefer, 2 metamorphosierter paläozoischer Schiefer (Hornfels), 3 Anisschichten, 4 Ladinschichten (Dolomitentwicklung), 5 Ladinschichten (Kalkentwicklung), 6 Diabas, 7 Granodiorit, 8 Korallenstöcke, 9 Zn-Pb Lagerstätte Topla, 10 und 11 Profilinien (Siehe Abb. 5 und 6).



nje. Impregnacije v »školjkovitem« apnencu severno od Končnika na nadmorskih višinah 1500 in 1540 m so po Zorčevem mišljenju sedimentarnega porekla, po Grafenauerju (1958) naj bi bile nastale z difuznim prodiranjem in avtomorfno teksturo zamenjave. Tudi Berce (1960) se ni strinjal z Zorčevu razlago o nastanku svinčevo-cinkovih rudišč v severnih Karavankah. Po njegovem mnenju so nastala hidrotermalno v zvezi z intruzijo granitita, za katerega je menil, da je triadne starosti. Na mežiškem posvetovanju o temi »Nastanek svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah« (1965) je bil Grafenauer mnenja, da so anizična rudišča verjetno nastala hidrotermalno, z infiltracijo in selektivno metasomatozo, Štruel pa, da so sedimentarnega porekla.

GEOLOGIJA DOLINE TOPLE IN BLIŽNJE OKOLICE

Stratigrafski pregled

Območje doline Tople in bližnje okolice sestoji iz paleozojskih (verjetno silurskih), skitskih, anizičnih in ladinskih sedimentov, granodiorita železnokapelskega magmatskega pasu in diabaza štalenskogorske serije (sl. 1).

Najstarejše kamenine v dolini Tople so rogovec, kloritni in kloritno-sericitni skrilavec ter peščenjak štalenskogorske serije. Kahler (1953) jim je pripisal silursko starost. Zgornji del štalenskogorske serije karakterizirata diabaz in diabazni tuf. Precej razširjen je v Topli rogovec. To je temno vijoličasta drobnozrnata zelo trda kamenina z rahlo izraženo orientacijo mineralnih zrn, predvsem kremenca. Kroji se v nepravilne ostrorobe kose, ki so zelo odporni proti preperevanju zaradi kremenca. Drobir skupno z ogromnimi bloki na debelo pokriva pobočja. Najprej ga zasledimo v ozkem pasu jugovzhodno od Končnika, ki se proti Čofatijevemu vrhu in dolini Koprivne vse bolj širi (do 800 m). Rogovec je nastal po termometamorfozi iz glinovca. Stopnja metamorfoze je večja v bližini granodioritnega pasu. Ker so golice zelo redke, je težko ugotoviti, kakšen je prehod v zelene metamorfne skrilavce. Medtem ko je severna meja granodioritnega pasu od Slemenca do Končnika tektonska, je na območju Čofatijevega vrha verjetno normalna. Severno od tektonskega kontakta granodioritnega pasu s paleozojskimi in triadnimi kameninami nikjer ne najdemo znakov kontaktne termometamorfoze.

Formacija zelenih paleozojskih skrilavcev sestoji iz glinastega skrilavca, sericitno-kloritnega skrilavca, kremenovega peščenjaka in kalcitno-kremenovega peščenjaka. Poleg kremenca, muskovita in sericita ter glinene substance vsebujejo skrilavci še cirkon, turmalin, apatit, rutil, pirit in železove okside. Ponekod jih sekajo nekaj milimetrov do več centimetrov debele kremenove žile ki vsebujejo tu in tam pirit ali železove okside. Zeleni skrilavci leže severno od rogovca, največ jih najdemo na območju Koprivne. Proti vzhodu se vse bolj ožijo, dokler se vzhodno od kmetije Kordež ne končajo ob velikem prelomu, ki poteka od severa proti jugu. Dalje proti vzhodu jih najdemo samo še kot drsno plast med granodioritom in ladinskim apnencem.

Triada. Večji del območja Tople sestoji iz srednjetriadnih, anizičnih in ladinskih kamenin.

Skitske plasti so razkrite le v majhnih in zelo raztresenih golicah. Večinoma so pokrite s pobočnim gruščem. Nekoliko bolj jih je razkril raziskovalni rov

na nadmorski višini 1073 m. Prečkal jih je na dolžini 340 m. Tektonsko so močno porušene. Vse kaže, da gre za zgornji del skitskih plasti, kjer prevladuje dolomit s skrilavimi in peščenimi vložki.

Anizična stopnja je razvita v severnoalpskem faciesu. Obstajajo velike podobnosti z razvojem ekvivalentnih sedimentov v Severnih apneniških Alpah. Poudaril jih je že Teller (1896), ko je zgornji horizont apnenca primerjal z reiflinškim apnenecem. Dokaj pogosto se uporablja za anizične sklade ime školjkasti apnenec (*Muschelkalk*), ki pa niti kronološko niti facialno ne ustreza školjkovitemu apnencu germanskega faciesa, odkoder je G ü m b e l (1861) prenesel ime v alpsko terminologijo. Na območju Železne Kaple je Teller (1896) razdelil anizične sklade na spodnji dolomitni in zgornji apneni horizont. Medtem ko je dolomitni horizont brez določljivih fosilnih ostankov, so Teller, Berce in Hamrla (Žlebnik, 1955 str. 218) v apnenem horizontu našli dovolj fosilnega materiala, da so apnenec uvrstili v zgornji del anizične stopnje, oziroma v cono s *Paraceratites trinodosus*. Ramovš (1970) je označil apnenec s *Paraceratites trinodosus* na južnem pobočju Pece s pelagičnim faciesom ilirske podstopnje. V anizičnih kameninah so doslej v severnih Karavan-kah našli naslednje fosile (v oklepaju so raziskovalci, ki so fosil določili):

Paraceratites trinodosus Mojsisovics (Teller, Žlebnik),
Sturia sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Ptychites sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Nautilus sp. ind. (Teller, Žlebnik),
Rhynchonella trinodosi Bittner (Teller),
Aulacothyris aff. *angusta* (Resch),
Germanonautilus cf. *tintoretti* (Sieber),
Glomospira densa Pantić (Šribar),
Pseudoglandulina sp. (Oberhauser).

Za zdaj je še premalo fosilnega materiala, da bi lahko ortokronološko razčlenili anizične kamenine. Večje možnosti obetajo sistematske mikropaleontološke preiskave, ker so mikroorganizmi sorazmerno pogostni. Fosfatna zrna kažejo tudi na prisotnost konodontov. Sistematsko preiskavo zahtevajo tudi krinoidi, ki so v anizičnih plasteh še najbolj pogostni.

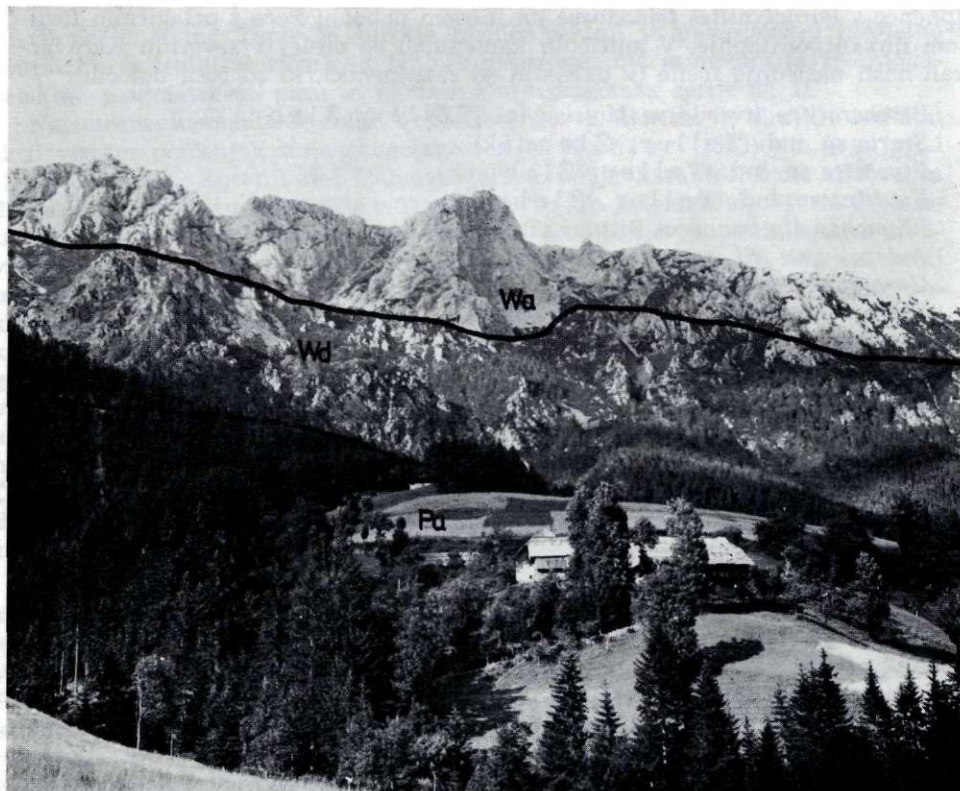
Ortokronološko razčlenitev plasti v Severnih apneniških Alpah je predlagal Huckriede (1959), vendar je večina poznejših raziskovalcev (Miller, 1965; Sarnthein, 1965; Frisch, 1968 in drugi) menila, da je za časovno razvrstitev premalo značilnih fosilov. Razčlenitev na gastropodni, brahiopodni in amonitni horizont (Rothpletz, 1888) tudi ni uporabna, ker so navedeni fosili zelo redki. Novejše razčlenitve temelje predvsem na litofacialnih značilnostih. Miller (1962) je na primer za serijo anizičnih kamenin namesto označbe »školjkoviti apnenec« predlagal ime »serija anizičnega grebenskega in gomoljastega apnenca« in razlikoval pet vrst kamenin: apnenec z rožencem, grebenski apnenec, skladoviti apnenec, plastoviti apnenec in Rhizocoralium-gastropodni apnenec. Predlagana razdelitev ni preveč posrečena, niti ne ustreza geološkim razmeram, saj preveč poudarja grebenski razvoj.

Frisch (1968) je na podlagi makroskopskih in mikroskopskih značilnosti kamenin delil anizične sklade na tri horizonte. Podrobna preučevanja v Topli kažejo, da ta razdelitev anizičnih skladov v severnih Karavankah za zdaj še najbolj ustreza.

Ladinska stopnja je v severnih Karavankah razvita v treh faciesih: zagrebenskem, grebenskem in predgrebenskem.

Apnenec in dolomit na Peci in Mali Peci pripadata zagrebenskemu in grebenskemu faciesu. Ladinska starost je določena s polžema *Chemnitzia rosthorni* in *Chemnitzia gradata*, ki ju je Hoernes (Teller, 1896) opisal iz najdišč na Obirju in iz rudarskih del na Mali Peci. Bogato najdišče teh polžev je tudi pri Burjakovi steni v Topli. Poleg omenjenih fosilov najdemo tu in tam posamične naticide ali neritide. Najbolj značilne za zagrebenski facies so številne stromatolitne plasti, ki jih sledimo v celem wettersteinskem profilu.

Spodnji del ladinske stopnje je povečini dolomitno razvit. Bauer (1970) je opisal dolomitni razvoj kot grebenški grušč, ki je na območju Tople in Pece precej razširjen. Predvsem na zahodnem pobočju male Pece so velika melišča zdrobljenega dolomitnega materiala. Medtem ko gradi wettersteinski apnenec



Sl. 2. Južno pobočje Pece (2126 m)

Abb. 2. Südlicher Abhang der Peca (2126 m)

Wa ladinski (wettersteinski) apnenec, *Wd* ladinski (wettersteinski) dolomit, *A* anizični skladi, *Pa* paleozojski zeleni skrilavci.

Wa Wettersteinkalk (Ladin), *Wd* Wettersteindolomit (Ladin), *A* Anis-Schichten, *Pa* paläozoische Grünschiefer

kolikor toliko sklenjene skalne grebene (sl. 2) s strmimi, pogosto navpičnimi stenami, so čeri wettersteinskega dolomita manjše, zelo drobljive in štrlijo posamično iz terena, zaraslega z borom in vresjem.

Nahajališča koral so v južnih stenah Pece in na njenem vrhu pogostna, v severnih stenah pa jih Bauer (1970) ni našel. Južne stene so zgrajene iz masivnega apnenca, severne pa iz skladovitega. V vzorcih s Pece je Kolosváry določil korale *Thecosmilia badiotica* Volz in *Craspedophyllia alpina* Loretz. Na Mali Peci doslej nisem našel tipične grebenske favne. Wettersteinski apnenec je povsem enako razvit kot v centralni jami mežiškega rudnika. V rovinah na Mali Peci najdemo vse plasti (stromatolitne, oolitne, črno brečo itd.), ki so značilne za lagunski facies ladinskih plasti. Ob 5 do 15 cm debeli črni breči, ki je od karditskega skrilavca oddaljena 50 do 60 m, nastopa, podobno kot v centralni jami mežiškega rudišča in v Bleibergu, interstratificirana svinčevo-cinkova ruda.

Južno od grebenskega apnenca je ladinska stopnja nastala v glinastolaporaistem razvoju, ki kaže vse značilnosti partnaških skladov. Medtem ko so skladi wettersteinskega apnenca debeli prek 1000 m, merijo ekvivalenti partnaških skladov največ 200 do 300 m. V Topli teh skladov ni, najdemo jih pa vzhodno od Črne in pri Železni Kapli.

Vulkanska dejavnost na območju severnih Karavank

Najstarejša vulkanska dejavnost je prinesla diabaz in diabazni tuf, ki sta precej razširjena v skrilavcu in peščenjaku štalenskogorske serije. Temu vulkanizmu prištevamo nahajališča magnetitne in hematitne rude na Hamunovem vrhu severno od Mežice. Na območju Tople in Koprivne najdemo diabaz v južnem delu v raztresenih izdankih, v severozahodnem delu pa na strnjeni površini približno 2 km². Diabaz je na površju večinoma preperel (kloritiziran), sveža kamenina je redka. Diabaz sestoji iz bazičnih plagioklazov s poprečno 80 % anortita, piroksena (avgit), kalcita, epidota, kremena, ilmenita in pirita. Pirokseni so pogosto spremenjeni v klorit in limonit, ilmenit pa v levkoksen. Diabaz in diabazni tuf sta pogosto prepletena z žilicami kremena, dolomita in kalcita (Blatnik, 1972).

V neposredni bližini rudišča Topla, komaj 800 m daleč od njega, poteka severni tektonski kontakt železnokapelske magmatske cone, ki sestoji iz južnega, tonalitnega in severnega, granodioritnega pasu. Slednji sestoji iz granitporfirja, granodiorita in gabra, ki se med seboj menjavajo (Fanning, 1970). V Topli prevladuje svetlo sivi granitni porfir. Sestoji iz plagioklaza, ortoklaza, kremena in biotita, ki ga delno nadomešča klorit. Značilni so predvsem rožnato rjavi vtrošniki ortoklaza s tankim conarnim obrobkom plagioklaza. Berce (1960) je menil, da je porfiroidna struktura posledica metamorfoze. Na Čofatijevem vrhu vsebuje granodiorit sorazmerno veliko femičnih mineralov, ponekod celo toliko, da moramo kamenino prišteti v gabroidno skupino.

Severni, granodioritni pas meji v vsej dolžini na paleozojski skrilavec. Tudi na odseku med Pristavo pri Črni in Burjakom v Topli, kjer meji na videz neposredno na triadne kamenine, je vmes še vložek tektonsko močno zgnetenega paleozojskega skrilavca.

O starosti magmatskih kamenin so mnenja še zelo deljena. Zorc (1955) jim je pripisal paleozojsko starost (variscično), Duhovnik (1956) in drugi so jih šteli v zgornjo kredo ali terciar, Berce (1960) pa je menil, da so mlajši od spodnje triade. Moje mnenje (Štruel, 1970) je, da obstajajo med tonalitom in granodioritom lahko znatne starostne razlike. Granodioritu in granitporfirju pripisujem paleozojsko starost (postsilursko), tonalit pa je lahko nastal v času alpinske orogeneze.

Na območju severnih Karavank je bil podvržen kontaktni termometamorfosti edino paleozojski skrilavec, ki je bil spremenjen v rogovec ali močno silificiran filit, prežet z granitom. V triadnih kameninah ne poznamo kontaktne metamorfoze.

V gródenskih in spodnjetriadnih klastičnih usedlinah še ne najdemo odlomkov granodiorita, oziroma granitporfirja, kar naj bi po mnenju nekaterih pričalo proti njihovi paleozojski starosti. Precej zanesljivo lahko trdimo, da je bil granodiorit skupno z metamorfnimi kameninami dvignjen vzdolž tektonske cone, ki predstavlja mejno cono med Alpami in Dinaridi, šele v dobi alpinske orogeneze. V dolž iste cone pa je verjetno intrudiral tonalit, ki kaže izrazito fluidalno teksturo, vzporedno z regionalno tektonsko zgradbo Karavank. Da je tonalit mlajši od granodiorita, sta ugotovila tudi Isailović in Miličević (1964). V tonalitu sta namreč našla bloke filitnega skrilavca, prežetega z granitom. Berce (1960) je sklepal po Graberjevem (1929) opisu metamorfoze werfenskih kamenin na prelazu Ježar—Sv. Magdalena in po lastnih opazovanjih pri Končniku v Topli, da je granodiorit mlajši od spodnjewerfenskih plasti. V Topli werfenske plasti ne kažejo nikakršnih znakov kontaktne metamorfoze. Werfenske plasti na prelazu Ježar—Sv. Magdalena pa ležijo južno od tonalitnega pasu.

Granodioritu tudi ne moremo pripisati nastanka rožencev v anizičnih plasteh, ker je SiO_2 v njih skoro zanesljivo biogenetskega porekla.

Medtem ko je v Sloveniji triadni vulkanizem zelo razširjen, najdemo v severnih Karavankah le tu in tam zanesljive dokaze o njem. Na severnem vznožju Gornje, 6 km NE od Tople, je dacitni porfir v konkordantni legi s triadnimi, verjetno skitskimi kameninami, ki ležijo pod karavanškim narivom, oziroma severno od njega (sl. 3). Vse kaže, da ne pripadajo triadnemu zaporedju, oziroma tektonski enoti Karavank, temveč najjužnejšim odrastkom Centralnih Alp. Stuktura kamenine je porfirska z mikrokristalno osnovo. Polovica vtrošnikov je plagioklaz s 40 do 60 % anortita, druga polovica je biotit in rogovača ter nekaj zrn granata. Mikrokristalna osnova sestoji iz kremena, plagioklaza, biotita, rogovače in drobnih zrn magnetita. Plagioklaz je conaren, zunanji rob je ponekod kaoliniziran. Kremen ne nastopa kot vtrošnik, najdemo pa ga skupno z biotitom in kalcitom v granatu. Glede mineralne sestave je povsem podoben dacitnemu porfirju, ki ga je opisal Grafenauer (1968) iz globinske vrtine 27 v Kotljah.

Vprašanje starosti dacitnega porfirja na severnem vznožju Uršlje gore še ni zadovoljivo rešeno. Grafenauer (1968) je po literaturi (Teller, 1896; Zorc, 1955; Duhovnik, 1956; Rebek, 1968) povzel, da nastopa dacitni porfir v noriškem in retskem dolomitu in v liasnem apnencu ter predira miocenske plasti laške premogovne kadunje. Nerešeni so predvsem naslednji problemi:

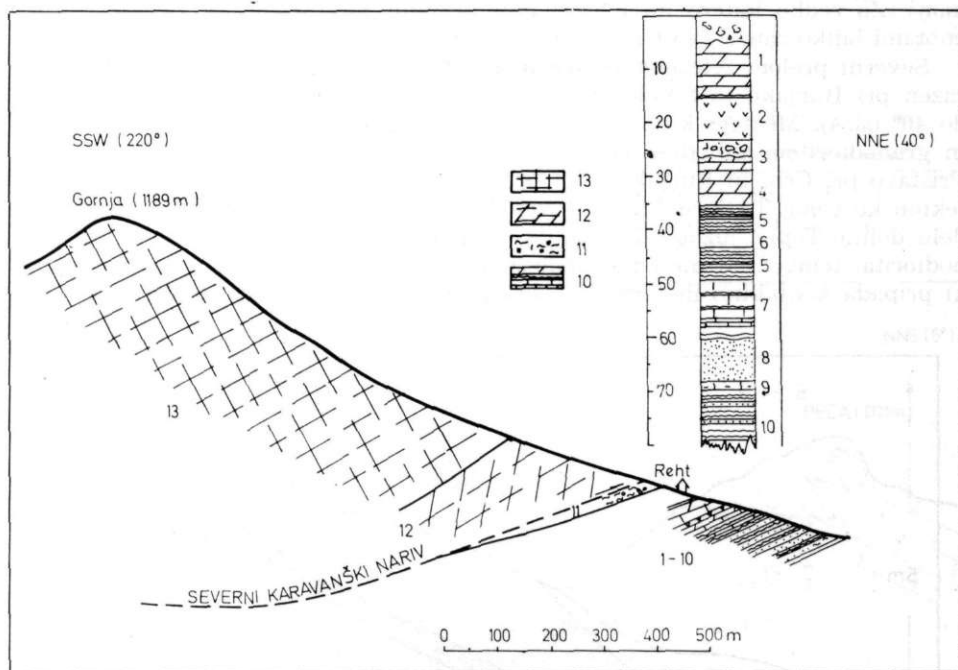
1. starost svetlega dolomita in apnenca na severnem vznožju Uršlje gore, ki kažeta vse značilnosti ladinske, ne pa noriške stopnje,

2. v retskih in liasnih kameninah ni zanesljivih golic, dacitni porfir je nakopičen le v pobočnem grušču,

3. nikjer še nisem naletel na prodore v miocenskih plasteh; o njih obstoju močno dvomim.

Po podobnosti z dacitnim porfirjem pod Gornjo bi lahko sicer sklepali, da gre morda za triadne vulkanske kamenine, vendar se tu še ne bi hotel pre-naglati, potrebne so kemične primerjave in še druga preučevanja.

Berce (1960) je omenil leče wengenskih predornin v wettersteinskem apnencu v okolici Polene pri Mežici. Glede teh predornin bi pripomnil, da gre za



Sl. 3. Spodnjetriadne plasti z dacitnim porfirjem na severnem vznožju Gornje (1189 m) zahodno od Mežice

Abb. 3. Untertrias-Schichten mit dazitischem Porphyry am Nordfuss der Gornja (1189 m) westlich von Mežica

1 rjavi plastoviti dolomit s sljudo, 2 temno sivi dacitni porfir, 3 temno sivi dolomit, 4 rjavi plastoviti dolomit s sljudo, 5 temno sivi glinasti skrilavec z mnogo sljude, 6 sivi skrilavec z apnencem, 7 temno sivi gosti apnenec s polami skrilavca, 8 sivi peščenjak, 9 apneni lapor, 10 glinasti skrilavec z mnogo sljude in vložki kremenovega peščenjaka, 11 narivna cona, 12 ladinski dolomit, 13 ladinski apnenec.

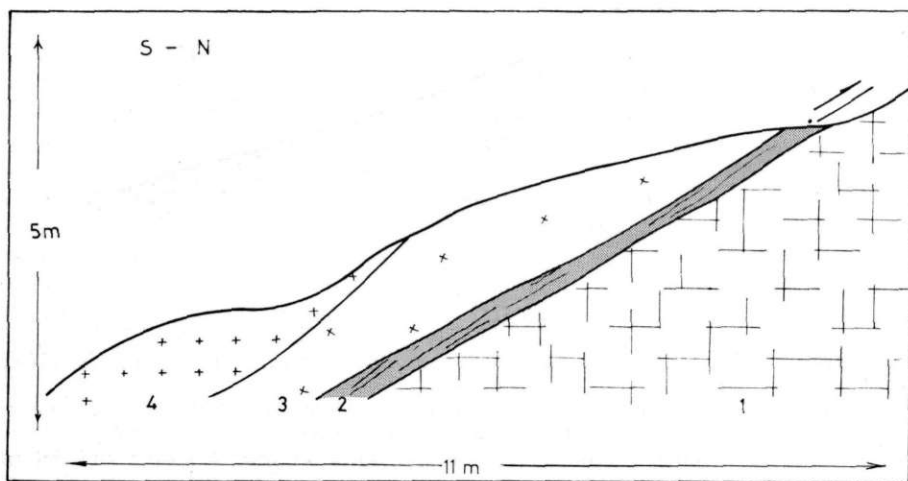
1 brauner, glimmerführender Schichtendolomit, 2 dunkelgrauer dazitischer Porphyry, 3 dunkelgrauer Dolomit, 4 brauner glimmerführender Schichtendolomit, 5 dunkelgrauer glimmerreicher Tonschiefer, 6 grauer Schiefer mit Kalklagen, 7 dunkelgrauer, dichter Kalkstein mit Tonschieferlagen, 8 grauer Sandstein, 9 Kalkmergel, 10 glimmerreicher Tonschiefer mit Quarzsandsteinlagen, 11 Überschiebungszone, 12 Ladindolomit, 13 Ladinkalk.

prodnike različnih magmatskih kamenin (andezit, tonalit, granitporfir) v nekdanjem koritu reke Meže, kakršne najdemo ne samo na kolovozu med Orešnikom in Oberom (n. v. 550 do 575 m), temveč tudi na Platu pod rovom Lekšeče (+ 575 m) in na pobočju Ostrčnjakovega vrha v Žerjavu (n. v. 575 m).

Tektonika

Dolina Topla se razprostira ob veliki periadriatski dislokaciji, vzdolž katere ni prišlo samo do prodorov magmatskih kamenin (tonalita in andezita), temveč tudi do velikih premikov, kakor vertikalnih, tako tudi horizontalnih. Premiki vzdolž cone se odražajo v zgradbi sosednjih območij, ponekod bolj, drugod manj. Za redko katero mejo med posameznimi litološkimi ali stratigrafskimi enotami lahko zanesljivo trdimo, da ni tektonska.

Severni prelom železnokapelske magmatske cone je precej strm (70 do 80°) razen pri Burjaku in Šmelcu (Podpeca), kjer vpada proti jugu pod kotom 30 do 40° (sl. 4). Medtem ko se paleozojske kamenine med triadnimi kameninami in granodioritom vzhodno od Črne raztezajo v pasu, širokem 2,5 km, so med Pristavo pri Črni in Burjakom v Topli stisnjene v komaj nekaj metrov široko tektonsko cono. Tu je dolina tudi zelo ozka, pobočja pa so strma. V zgornjem delu doline Tople, južno od Fajmuta, prelom najbrž ne poteka več vzdolž granodiorita, temveč ob meji med paleozojskim zelenim skrilavcem in rogovcem, ki pripada kontaktno metamorfni coni granodioritnega preboja. Kontakt je na

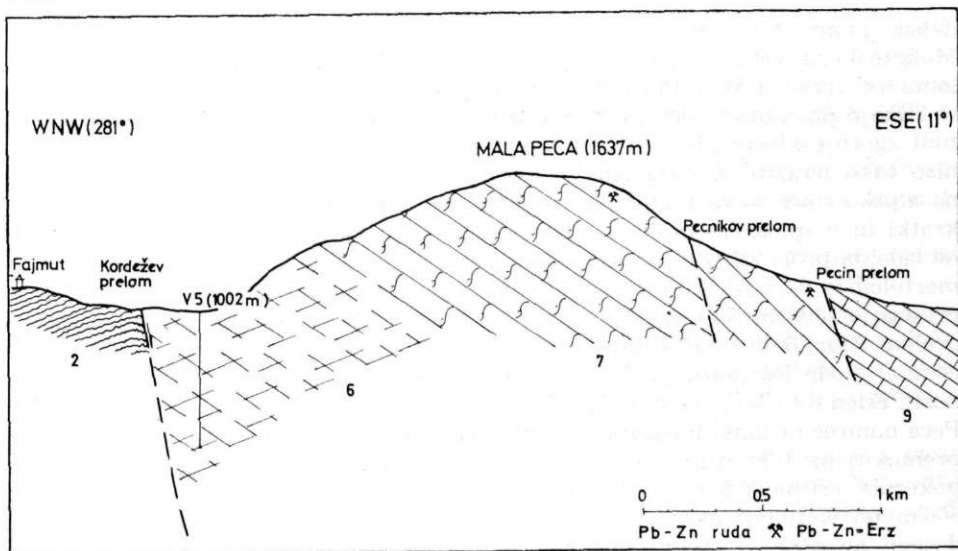


Sl. 4. Profil severnega kontakta železnokapelskega magmatskega pasu pri Burjaku v Topli (po Isailoviću, 1964)

Abb. 4. Profil des nördlichen Kontakts der Eisenkappler Eruptivzone bei Burjak in Topla (nach Isailović, 1964)

1 masivni ladinski apnenec, 2 temno sivi paleozojski skrilavec, 3 milonitizirani granodiorit, 4 granodiorit.

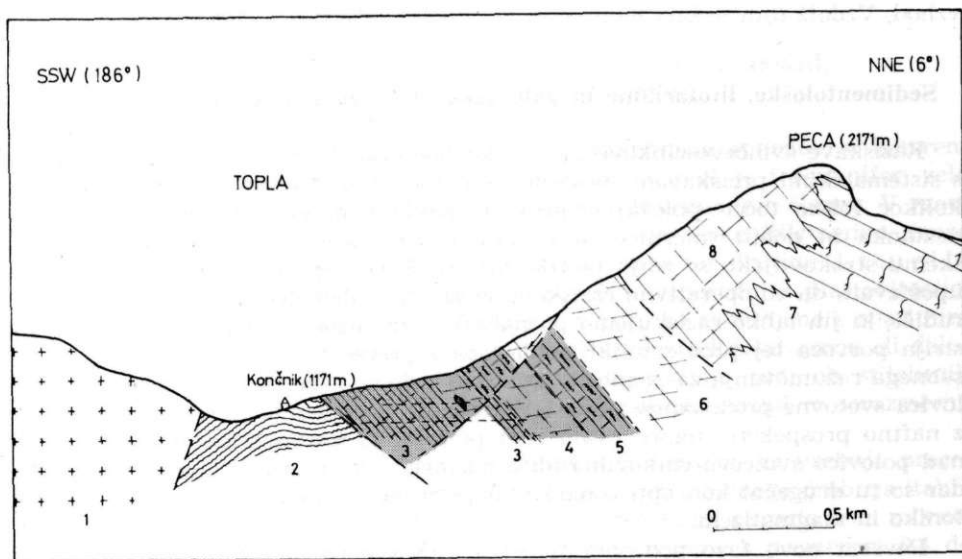
1 massiver Ladinkalk, 2 dunkelgrauer paläozoischer Schiefer, 3 mylonitisierter Granodiorit, 4 Granodiorit.



Sl. 5. Geološki presek skozi Malo Peco v smeri vzhod-zahod

Abb. 5. Geologisches Ost-West Profil durch die Mala Peca

Legenda pri sl. 6 — Legende in Abb. 6



Sl. 6. Geološki presek skozi Peco v smeri sever-jug

Abb. 6. Geologisches Nord-Süd Profil durch die Peca

Legenda k presekom na sliki 5 in 6: 1 granodiorit, 2 paleozojski skrilavec, 3—5 anizični skladi, 6 ladinski dolomit, 7 ladinski apnenec (lagunski facies), 8 ladinski greben-ski apnenec, 9 zgornjetriadni skladi (karnijska in noriška stopnja), V5 vrtna

Legende zu den Profilen auf Abb. 5 und 6: 1 Granodiorit, 2 paläozoische Schiefer, 3—5 Anis-Schichten, 6 Ladindolomit, 7 Ladinkalk (Lagunäre Entwicklung), 8 Ladinische Riffkalke, 9 Obertrias-Schichten (karnische und norische Stufe), V5 Tiefbohrung.

debelo pokrit s pobočnim gruščem. Dokaj velik je tudi prelom, ki poteka od Možganskega vrha v Koprivni prek Prevala, Končnika do Kordeževega preloma, ob vzhodu Male Pece. Prelom ima smer severozahod-jugovzhod. Ob njem se stikajo paleozojski skrilavci in anizični skladi, med Fajmutom in Končnikom tudi zgornjeskistske plasti. Obstajajo najbrž še drugi vzporedni prelomi, ki pa niso tako izraziti, ker nastopajo sredi karbonatnih kamenin. Prelomi prečno na alpsko smer so za regionalno tektoniko manj pomembni, ker so sorazmerno kratki in v splošnem ne segajo iz tektonskih enot, omejenih z večjimi prelomi od zahoda proti vzhodu. Za zgradbo severnih Karavank in predvsem za njihovo morfologijo pa niso tako nepomembni. Vertikalni premiki vzdolž njih ponekod presegajo 1000 m. Na območju Pece so najpomembnejši: Pecnikov prelom, Pecin prelom, Burjakov in Kordežev prelom. Prva dva sta kolikor toliko dobro raziskana, glede Burjakovega in Kordeževega preloma pa so še precejšnje nejasnosti. Eden od obeh, verjetno Kordežev, loči tektonsko enoto Pece od Male Pece. Peca namreč ni samo topografsko višja, temveč je tudi dvignjena in proti severu premaknjena tektonska enota. Relativni premik znaša več kot 800 m, kar je pokazala vrtina V 5 (sl. 5) 750 m vzhodno od kmetije Fajmut, kjer so vrtali 506 m po wettersteinskem dolomitu, tj. do nadmorske višine 496 m, ne da bi dosegli anizične plasti, ki segajo v tektonski enoti Pece (sl. 6) do nadmorske višine 1330 m. Tudi drugi tektonski elementi (vpad plasti) in stratigrafske razmere govorijo za dve ločeni tektonski grudi.

V rudišču so prelomi v smeri sever—jug pomembnejši od prelomov zahod—vzhod. Vzdolž njih je bila namreč interstratificirana ruda premaknjena.

Sedimentološke, litofacialne in paleogeografske značilnosti anizične stopnje

Raziskave svinčevo-cinkove rude v karbonatnih kameninah so v tesni zvezi s sistematskimi preiskavami nastanka teh kamenin. Njihov namen je, določiti kolikor toliko točen položaj svinčevo-cinkovih rud, opisati pogoje njihovega nastanka in dobiti smernice za iskanje novih rudišč. Marsikateremu rudarskemu strokovnjaku se zdijo petrološke raziskave nepotrebne, vendar moramo upoštevati, da so operativne raziskave iz dneva v dan dražje in je vedno manj rudišč, ki jih lahko raziskujemo po načelu iz znanega v neznanu. Naftna industrija posveča tej problematiki že dalj časa precej pozornosti, toda ne iz posebnega razumevanja za znanost, temveč iz gole potrebe. Ker izvira več kot polovica svetovne proizvodnje nafte iz karbonatnih kamenin, je razumljivo, da je z naftno prospekcijsko napredovala tudi petrologija karbonatnih kamenin. Tudi nad polovico svinčevo-cinkovih rudišč nastopa v karbonatnih kameninah, vendar so tu drugačni koncepti o nastanku preusmerili poudarek raziskav na tektoniko in magmatizem.

Povsem novo fazo podrobnega preučevanja karbonatnih kamenin v zvezi z raziskovanjem alpskih svinčevo-cinkovih rud sta začela Schneider (1953, 1954 in 1964) in Taupitz (1954), ko sta ugotovila strukturne in tekturne podobnosti med rudo in prikamenino. Za severnoalpska ladinska svinčevo-cinkova rudišča sta dokazala sočasnost nastanka rude in prikamenine.

Čeravno so imeli diagenetski procesi pri nastanku karavanskih in drugih svinčevo-cinkovih rud v karbonatnih kameninah izredno pomembno vlogo, smo jim v naši strokovno-znanstveni literaturi posvetili vse premalo pozornosti.

Izjema je razprava o bakrovem rudišču v Cerknem, kjer je Drogenik (1970) opozoril na pomen diagenetskih procesov. Tudi pri nastanku svinčevo-cinkove rude v wettersteinskem apnencu so diagenetski procesi, predvsem zbirna kristalizacija in dolomitizacija, imeli zelo pomembno vlogo (Štručl, 1966, 1970 in 1971).

V Topli razlikujemo tri horizonte anizičnih kamenin spodnjega, srednjega in zgornjega. Spodnji in zgornji sestojita iz apnenca, srednji pa iz dolomita (sl. 7).

Spodnji horizont sestoji iz temno sivega črnega v glavnem plastovitega apnenca. Poglavitna značilnost tega horizonta je plast 1 do 3 cm debelih pol apnenca, ki ga v Severnih apneniških Alpah imenujejo »Wurstelkalk«. Na površini kažejo plasti pogosto cevaste in vozlaste svaljke, ki jih pripisujejo aktivnosti vagilnih bentonskih živali. Tanko plastoviti apnenec je povečini v spodnjem delu, tu in tam ga najdemo tudi v zgornjem delu. Plastje tega apnenca je lepo razkrito ob gozdni cesti pod Matvozom (tabla 1, sl. 1).

Druga posebnost spodnjega horizonta je okrog 10 m debelo plastje s pasovitim kalcitnim dolomitom, kakršnega najdemo tudi v srednjem horizontu. Sestoji iz belega debelozrnatega dolomita in rjavega ter sivkasto rjavega srednjezrnatega bituminoznega dolomita.

Nadalje sestavljajo spodnji horizont 10 do 30 cm (tu in tam tudi več) debele plasti krinoidnega, peletnega in detritičnega apnenca.

Mikroskopske preiskave kamenin spodnjega horizonta iz Tople in Javorja so pokazale naslednje litofacialne razlike:

1. mikritni apnenec,
2. mikritni apnenec z različnim detritusom, peleti in intraklasti,
3. peletni in detritični apnenec s sparitnim cementom,
4. pasoviti dolosparit.

1. Velik del spodnjega horizonta sestoji iz mikritnega apnenca, v katerem so redki fosili, fosilni drobcji, peleti in intraklasti. Največ je foraminifer, zelo drobnih nedoločljivih školjčnih lupinic in posamičnih krinoidnih členov. V vzorcih iz Tople je določila Šribarjeva foraminifere vrste *Pilammina densa* Pantić, rodove *Glomospira*, *Fronicularia* in *Nodosaria* ter družine *Lituolida* e. V apnencu so pogosti stilolitni šivi, povečini vzporedni s plastovitostjo, vendar tudi nepravilno razporejeni. Razpoke in pore so zapolnjene s sparitnim kalcitom in dolomitom. Pogosto predstavljajo izhodišče rekristalizacije ali dolomitizacije mikritne osnove. Dolomitni kristali se javljajo tudi ob stilolitnih šivih; po tem sklepamo, da je dolomit v tem apnencu nastal v sorazmerno pozni fazi diageneze in med epigenezo.

2. Mikritni apnenec se menjava z mikritnim apnencem, ki vsebuje precej zdrobljenih fosilov, peletov in intraklastov. Največ je krinoidnega drobirja (tabla 1, sl. 5). Sorazmerno pogosti so tudi peleti. To so jajčasta ali okrogla zrna mikritnega apnenca. Razlikujemo dve vrsti peletov, zelo drobne s premerom 0,4 do 0,1 mm in večje s premerom do 1 mm. Zanimivi so večji peleti, ki delno sestojijo iz mikritnega apnenca, večidel pa iz skupka dolomitnih zrn z mikritnim ovomjem. Vse kaže, da so bila zrna prvotno kalcitna z določenim odstotkom magnezija, in so se pozneje dolomitizirala. Selektivno dolomitizacijo peletov si je drugače težje predstavljati.

3. Za spodnji horizont je značilen peletni apnenec (tabla 1, sl. 2) s sparitnim kalcitnim cementom. Podobno kot v prej navedenem mikritnem apnencu,

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
-240		Untere Gesteinsserie	< 0,05 0,1 - 0,4	mikritni apn.- Kalkmikrit detritni apn.- Partikelkalk	*		-	+				-			-			+	•		7 6	
-260			< 0,05 0,04 - 0,2 < 0,004	mikritni apn.- Kalkmikrit peletni apn.- Pillenkalk biomikritni apn.- Biomikritkalk			•		*	+			•	•	•	-	-	-		+	•	4 3
-280			< 0,05 < 0,05 < 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit		•	-				•			•		-					•	5 5 6
-300			0,05 0,05 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit mikritni apn.- Kalkmikrit		•	•	•						•	•	•			-	+	•	4 6 5
-320			0,08 - 0,2 0,02 - 0,2 0,08 - 0,4	mikritni apn.- Kalkmikrit peletni apn.- Pillenkalk detritni apn.- Partikelkalk		•	•	+						•	•	-	-	-	+	*		6 7 6
-340			< 0,05	dolosparit - Dolosparit biomikritni apn.- Biomikritkalk		•	•			•					•	•			-	*		41
-360				mikritni apn.- Kalkmikrit																		
-380			spodnji horizont																			
-400																						
-420																						
-440		Skyth	< 0,05	mikritni apn.- Kalkmikrit skitski dol.-skyth. Dolomit															+	-	+	4

LEGENDA:

- prisoten
- v večjih količinah
- + v velikih količinah
- * prevladuje
- = pasoviti dolomit in apnenec
- apnenec z rožencem

LEGENDE:

- anwesend
- anwesend in grösseren Mengen
- + anwesend in grossen Mengen
- * überwiegend
- = gebänderter Dolomit und Kalkstein
- Hornsteinkalk

Sl. 7. Litofacialne in biofacialne značilnosti anizičnih plasti v Topli
Abb. 7. Lithofazielle und biofazielle Merkmale der Anis-Schichten in Topla

peleti tudi tu sestojе delno iz mikritnega apnenca, v glavnem pa iz ksenomorf-nih dolomitnih zrn. Med dolomitnimi zrni je organska substanca, zunanji ovoj pa je iz mikritnega apnenca. Poleg peletov so prisotni še delno zaobljeni ostanki ehinodermov.

Manj pogostni je detritični apnenec s sparitnim cementom (tabla 1, sl. 3, 4). Sestoji iz zaobljenega detritusa mikritnega apnenca. V njem je tudi precej fosilnega, predvsem krinoidnega drobirja. Detritična zrna so dokaj dobro sortirana. Ker najdemo med detritičnimi zrni tudi peletom podobna zaobljena zrna, menimo, da je tudi peletni apnenec nastal podobno kot detritični, vendar so njegova zrna bolj zaobljena in sortirana. Mnogim peletom pripisujemo namreč organsko poreklo.

4. Anizične plasti v severnoalpskem razvoju so v splošnem siromašne z dolomitom z izjemo v Topli, kjer predstavlja dolomit približno 34 % vseh anizičnih kamenin. Največjo debelino zavzema v srednjem delu, medtem ko so v spodnjem in zgornjem horizontu dolomitne le posamezne plasti.

Dolomit srednjeanizičnega horizonta se pojavlja v različnih oblikah. Najpomembnejše so:

- a) laminarni dolomit,
- b) pasoviti (zebrasti) dolomit z 0,5 do 3 cm debelimi polami belega in rjavega dolomita,
- c) drobnozrnati masivni dolomikrit,
- č) srednjezrnati masivni dolosparit,
- d) drobnozrnati intraklastični dolomikrit in dolomikritna breča,
- e) dissolucijska dolomitna breča,
- f) milonitna dolomitna breča.

a) *Laminarni dolomit* je oruden ali brez rude. Tu bomo obravnavali samo laminarni dolomit brez rude. Rudonosnemu bomo pa zaradi pomembnosti posvetili kasneje posebno pozornost.

Laminacija je pogojena z različno zrnavostjo in količino organske substance v posameznih laminah. V temnih je več organske substance in dolomitna zrna so v splošnem drobnejša kot v svetlih z malo organske substance ali brez nje. Značilen primer laminarnega dolomita nam kaže slika 8. V plasteh z malo več organske substance se zrna med seboj skoraj ne dotikajo in so zato povečini hipidiomorfna in idiomorfna.

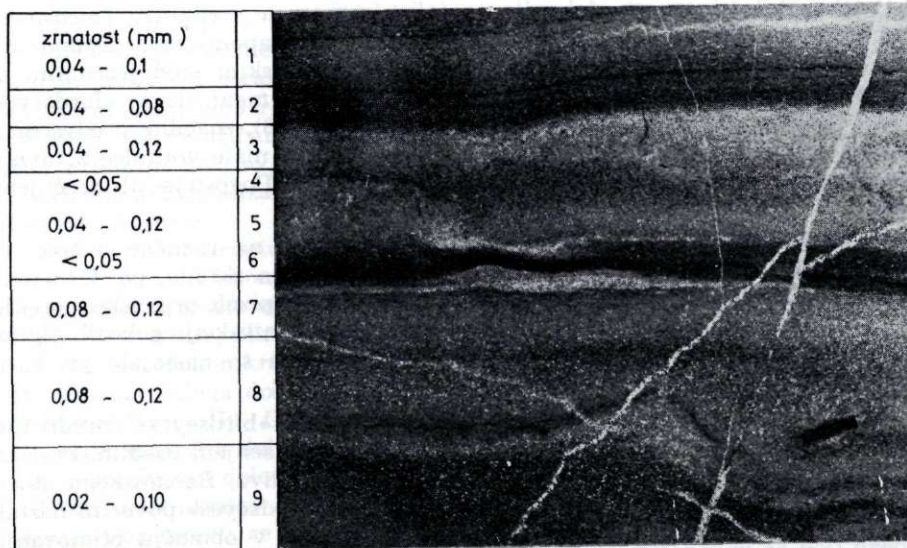
Poznodiagenetska ali epigenetska bela žilica sestoji iz hipidiomorfnih in ksenomorfnih dolomitnih kristalov in delno iz sadre. Kremen nastopa v obliki drobnih (0,04 mm) detritnih zrn. Pravokotni fragment, oziroma intraklast, sestoji iz drobnozrnatega dolomikrita, ki vsebuje več organske substance kot dolomit, v katerem leži. Sodeč po deformaciji spodnje plasti je intraklast bil že strjen, kar govori v prid presedimentacije zgodnjediagenetskega dolomita.

Drug značilen primer laminarnega dolomita nam kaže slika 9. Tudi ta sestoji iz 1 do 10 mm debelih plasti dolomita različno debelih zrn.

Ločimo v glavnem:

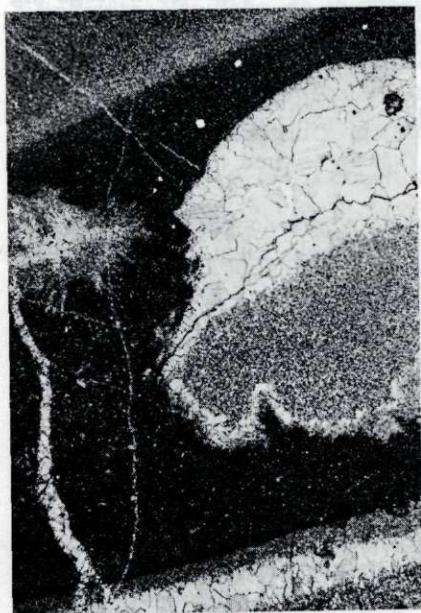
1. plasti z drobnozrnatim dolomikritom (velikost zrn 0,02 do 0,04 mm),
2. plasti s srednjezrnatim dolosparitom (velikost zrn 0,04 do 0,12 mm),
3. plasti z bolj debelo zrnatim, vendar še vedno srednjezrnatim dolosparitom (velikost zrn 0,12 do 1 mm).

V nekaterih plasteh najdemo okrogla zrna s kalcedonom (verjetno naplavljenе radiolarije), ostanke krinoidov, zrna muskovita in kremen.



Sl. 8. Laminarni dolomit, ritmit dolomikrita in dolosparita. Topla, obzorje 1143 m, 4 × povečano

Abb. 8. Laminierter Dolomit, Rhytm von Dolomikrit und Dolosparit, Topla. Lauf 1143 m. Vergrößerung 4 ×



Sl. 9. Laminarni dolomit z »birdseyes«, to so votlinice, ki so zacementirane z dolosparitom. Topla, obzorje 1143 m. 8 × povečava

Abb. 9. Laminierter Dolomit mit »birds-eyes«, bzw. mit Dolosparit ausgefüllte Porenräume. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 8 ×

Posebnost laminarnega dolomita so tako imenovane strukture »birdseyes« z drobnimi geodami, ki so v spodnjem delu navadno zapolnjene z drobnozrnatim dolomitom, v zgornjem pa s tipičnim cementacijskim srednjezrnatim ali debelozrnatim čistim dolomitom. Večina raziskovalcev meni, da so »birdseyes« ali stromatactis, kot jih je imenoval Bathurst (1958), značilne predvsem za lagunske usedline. Navadno pa imenuje s stromatactis male votlinice z ravnim dnom, z »birdseyes« pa lečaste ali okrogle votlinice. Pogosteje jih srečujemo v dolomitu, vendar tudi v apnencu niso redke.

Nastanek votlinic v karbonatni usedlini razlagajo na različne načine. Po Fischerju (1965) so nastale zato, ker se je usedlina skrčila, po Cloudu (1962) pa zaradi plinskih mehurčkov. Drugi so jim pripisali organsko poreklo; Thomas in Glaister (1960) sta jih opisala kot kontrakcijo gelastih alginih karbonatov v alginih tratah, po Blucku (1965) pa so nastajale pri rasti, oziroma kopičenju alg.

Pomembne so Shinnove (1968) ugotovitve, ki je »birdseyes« naredil tudi v laboratoriju, in sicer z izmeničnim namakanjem in sušenjem usedlin. Preiskal je več sto vzorcev recentnih usedlin iz Floridskega zaliva, Bahamskega otočja in Perzijskega zaliva. Ugotovil je, da so usedline z »birdseyes« povečini nastale nad morsko gladino ob normalni plimi, tu in tam še v območju plimovanja, nikoli pa v usedlinah, ki so stalno pod vodo.

Votlinice so precej zgodnje diagenetske tvorbe, nastale ob predpostavki zelo zgodnjega strjevanja usedline, v našem primeru zgodnjediagenetske dolomitizacije. Tudi do zapolnitve teh votlinic z dolomikritom ali drobnozrnatim dolosparitom v spodnjem delu in s sparitnim cementom v zgornjem delu je moralo priti relativno zgodaj, ko je bil pretok pornih raztopin skozi usedlino še zadosti močan.

V anizičnem dolomitu v Topli algine strukture niso ohranjene. Na vlogo alg pri dolomitizaciji lahko torej samo sklepamo po milimetrski plastovitosti, prisotnosti prej opisanih votlinic in organske substance v lamelah z drobnozrnatim dolomitom. Plasti drobnozrnatega dolomita kažejo še kolikor toliko dobro ohranjene strukture redkih fosilnih in peletnih komponent razen alginih. Debelozrnati dolomit pa je brez njih in tudi skoraj brez organske substance. Prehod med njegovimi plastmi je navadno oster, včasih je med njimi stilolitni šiv z organsko substanco.

b) *Pasoviti ali zebrasti dolomit* je nekaj metrov debelo plastje, v katerem se menjavajo 1 mm do 3 cm debele pole debelozrnatega belega in manj debele pole srednjezrnatega sivkasto rjavega dolomita (tabla 1, sl. 6). Kot že omenjeno, najdemo takšen dolomit tudi v spodnjem apnenem horizontu anizične stopnje. Čeravno niso ohranjene prave organske strukture, so bržkone vsaj deloma organskega porekla. Podobno kot laminarni dolomit, je tudi pasoviti verjetno nastal v nadplinskem pasu. Primerjamo ga lahko z recentnimi dolomitnimi skorjami na zahodnih otokih Andros (Shinn, Ginsburg, Lloyd, 1965), ki so navadno debele 2 do 3 cm, včasih tudi do 10 cm. Pasoviti dolomit je rekristaliziran in zato nima struktur, značilnih za drobnozrnati laminarni dolomit.

Dolomitna zrna v recentnih dolomitnih skorjah so zelo drobna, manjša od 0,003 mm, v laminarnem dolomitu variirajo med 0,02 in 1 mm, v pasovitem dolomitu pa že med 0,5 in 3 mm. Dolomitna zrna rjavega pasovitega dolomita so velika 0,1 do 0,5 mm (povečini okrog 0,3 mm), belega pa 0,5 do 3 mm.

Pasoviti dolomit je nedvomno nastal v poznem diagenetskem stadiju, deloma morda celo pozneje. V prid prekrystalizaciji, in ne zbirni kristalizaciji, govorijo predvsem sorazmerno pogoste dvojčične lamele v belem dolomitu, ki so v normalnem zelo redke. Lamele so navadno enako debele in se po tem razlikujejo od dvojčičnih lamel, ki nastanejo pri rasti kristala (Ramdohr, 1950). Stilolitni šivi so prekinjeni, oziroma so samo fragmentarno ohranjeni. To kaže na rekristalizacijo še po nastanku stilolitov v zadnji fazi diageneze, ali še celo kasneje.

Zrna v drobnozrnatem in srednjezrnatem dolomitu so ksenomorfna, hipidiomorfna in tudi idiomorfna, v debelozrnatem pa so v glavnem ksenomorfna in med seboj zobčasto zraščena (tabla 2, sl. 2). Procesi prekrystalizacije so uničili vse mikrostrukture, ohranile so se samo makrostrukture prvotnih skorij.

c) *Masivni dolomikrit* je temen, sivkasto rjav, siv ali črn gost dolomit s tankimi žilicami belega dolomita. Po debelini zrn razlikujemo dvoje vrst dolomikritov (po Bissell-Chilingarjevi klasifikaciji):

1. mikrokristalni dolomikrit z zrn pod 0,01 mm in
2. drobnozrnat dolomikrit z zrn od 0,01 do 0,05 mm.

Čistih dolomikritov je zelo malo, večinoma imamo prehode v dolosparite. Dolomikritna osnova se je ohranila v obliki nepravilnih polj in vzdolž stilolitnih šivov. Navadno vsebujejo dolomikriti več organske substance in so bolj drobnozrnat. Dolomikriti vsebujejo sorazmerno mnogo zdrobljenih fosilov, predvsem krinoidov. Največkrat najdemo samo fragmente enokristalnih monolitov, za katere samo domnevamo, da so ostanki krinoidnih členov. Veliki enokristalni monoliti od samega začetka niso v ravnotežju z usedlino. Med diagenezo in tudi pozneje vladajo v usedlini težnje k poenotenju granulometrične sestave, ki vodijo navadno k degradacijski rekristalizaciji, oziroma k uničenju fosilnih skeletov, za kar niti ni potrebna dolomitizacija usedline, ki pa je seveda bolj učinkovita. Vse kaže, da je enokristalni monolit najprej podvržen mikritizaciji in šele nato dolomitizaciji s podobno granulacijsko sestavo kot je sestava osnove (tabla 2, sl. 3). Ostali fosili so bili z dolomitizacijo bolj ali manj uničeni, verjetno zaradi tanjših lupinic. To so predvsem foraminifere, katerih ostanke najdemo le še tu in tam. V dolomikritih ločimo povečini kar tri generacije dolomita:

1. zgodnjediagenetsko dolomitno osnovo,
2. sekundarno dolosparitno osnovo, zapolnitev por in votlinic,
3. dolosparit v kontrakcijskih razpokah.

Zrnavost sekundarne dolosparitne osnove variira med 0,04 in 0,2 mm, pri dolomitnih zrnih v belih dolomitnih žilah od 0,1 do 0,4 mm, v posameznih primerih tudi do 2 mm. V večini preiskanih vzorcev prevladujejo ksenomorfna dolomitna zrna, idiomorfna so bolj redka.

č) *Masivni dolosparit* sestoji večidel iz srednjezrnatih (0,06 do 0,35 mm) ksenomorfnih in hipidiomorfnih dolomitnih zrn, ki so med seboj zobčasto zraščena. Idiomorfna zrna se pojavljajo v votlinicah in žilicah. Fosilnih ostankov je precej manj kot v dolomikritu, kar je nedvomno posledica poznodiagenetske kristalizacije. V dolomikritu so povečini tri, včasih celo štiri generacije dolomita, v dolosparitu pa le dve, tu in tam tri. To si razlagamo tako, da je dolomikrit kamenina zgodnje, dolosparit pa pozne diageneze, oziroma, da je dolomikrit izhodna faza dolosparita. Zato najdemo v dolosparitu še vedno večja ali manjša polja drobnozrnatega dolomikrita.

d) *Drobnozrnati intraklastični dolomikrit in dolomikritna breča*. Intraklastični dolomikrit srednjega horizonta anizične stopnje nam posreduje pomembne informacije ne le o nastanku dolomita, temveč tudi o nastanku sfalerita in pirita. Sestoji iz arenitnih (< 2 mm) ali ruditnih (> 2 mm) intraklastov. V srednjem horizontu srečujemo naslednje intraklastične kamenine:

1. intraklastični dolomit z večidel jalovimi intraklasti in rudonosno dolomitno osnovo,

2. intraklastični dolomit z rudonosnimi intraklasti in povečini jalovim dolomitnim vezivom in

3. jalov intraklastični dolomikrit ali dolosparit.

1. Intraklastični dolomikrit z večidel jalovimi intraklasti in rudonosno dolomitno osnovo sestavlja skupno z rudonosnim laminarnim ali jedrnatim dolomikritom najpomembnejšo rudonosno kamenino sfalerita in pirita v Topli. Makroskopično je to dolomitna breča z različno velikimi črnimi odlomki in sivim rudonosnim dolomitnim vezivom (tabla 3). Njegove plasti niso nikoli prav debele. Povečini se gibljejo v milimetrskih in centimetrskih dimenzijah. Intraklastični dolomit je nedvomno nastal v močno razgibanem okolju z visokim energijskim indeksom.

Intraklasti sestojijo iz dolomikrita z drobnimi piritnimi zrni in organsko substanco. Tu in tam vsebujejo tudi sfaleritna zrna, navadno pa so brez njih. Hipidiomorfna in idiomorfna (delno tudi ksenomorfna) dolomitna zrna variirajo od 0,01 do 0,05 mm, piritna pa med 3 in 10 mikroni. Tudi osnova navadno sestoji iz drobnozrnatega dolomikrita, vendar so tu in tam prehodi v dolosparit. Poleg intraklastov so pogosti še drobci fosilov (zlasti krinoidni členi), drobne luske hidromuskovita in detritična kremenova zrna.

2. Intraklastični dolomit z rudonosnimi intraklasti in povečini jalovim dolomitnim vezivom se razlikuje od prej opisanega predvsem po stopnji rudonosti, osnovi, deloma pa tudi po granulaciji. Primer takega dolomita nam kaže slika 10. Osnova je dolosparit. Povečini ksenomorfna in hipidiomorfna dolomitna zrna variirajo od 0,04 do 0,2 mm. Intraklasti sestojijo iz precj manjših zrn (0,02 do 0,08 mm). V intraklastih so razpršena sfaleritna zrna, ki so v splošnem večja od dolomitnih zrn, in sicer variirajo med 0,04 in 0,1 mm. V odlomkih so tudi detritična zrna kremenca. V drobnozrnatem dolomikritu je v splošnem več organske substance kot v dolosparitu. Slednji vsebuje tu in tam tudi sfaleritna zrna, ki so povečini večja od dolomitnih. Nedvomno je njihov nastanek v zvezi s poznodiagenetskimi procesi.

3. Ostali intraklastični dolomiti so podobni opisanim, s to razliko, da so brez rudne substance. Vsebujejo sicer piritna zrna, vendar v koncentracijah, ki so običajne v drugih kameninah anizične stopnje.

Nastanek dolomitnih intraklastičnih usedlin najlaže pojasnimo, če si pogledamo nastanek podobnih usedlin v recentnih nadplimskih blatnih sipinah Floridskih čeri (Shinn, 1968), ki jih voda zaliva samo pri maksimalnih plimah ob mlaju in ščipu ali med viharji. Valovi plime prinašajo na nadplimsko območje sorazmerno čisto vodo, zato je sedimentacija minimalna, nasprotno pa so viharji valovi polni apnenega blata plimskega pasu. Te blatne suspenzije se razlivajo po napol ali docela posušenem površju, pri čemer se zaradi rušilnega delovanja valov zgornja, na pol konsolidirana skorja, erodira in ponovno sedimentira v obliki intraklastov, skupno s karbonatnim blatom iz suspenzije. Ta recentni model lahko uporabimo tudi v našem primeru in z njim pojasnimo

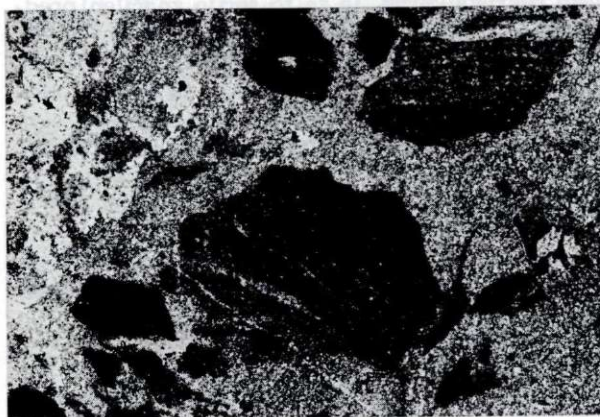
ritmično sedimentacijo laminarnega in intraklastičnega dolomita. S tem tudi laže pojasnimo prisotnost fosilnih drobcev in celih fosilov (krinoidov in foraminifer) v rudonosni, sicer za življenje neugodni usedlini. Glede nastanka dolomita nam dolomitne intraklastične usedline povedo, da je anizični dolomikrit skoraj zanesljivo nastal v zgodnji diagenetski fazi (I) kmalu po sedimentaciji na samem površju usedline. Srednjezrnati dolosparit pa je po vsej verjetnosti produkt nadaljnjih diagenetskih kristalizacijskih procesov.

e) *Dissolucijska dolomitna breča* se že na prvi pogled bistveno razlikuje od prej opisane intraformacijske breče, oziroma intraklastičnega dolomita. Debelozrnato belo dolomitno vezivo nam pove, da imamo opravka s produkti pozno-diagenetskih, če ne celo epigenetskih procesov, ko je bila usedlina že kolikor toliko trdna. Skoraj vedno so v določeni zvezi s svinčevo rudo, nastalo v bolj ali manj kislem okolju, kar pa je povzročilo delno raztapljanje karbonatov. Po kristalizaciji galenita je prišlo do ponovnega izločanja dolomita v obliki belega debelozrnatega sterilnega dolosparita. Kjer so pa zaradi raztapljanja ali kate-regakoli drugega vzroka nastale votline, je lahko zaradi rušenja stropa nastala tudi udorna breča.

f) *Milonitna breča* nima nič skupnega z nastankom cinkovo-svinčeve rude; zato je ne bomo posebej obravnavali. Anizični dolomit je milonitiziran predvsem ob prelomih.

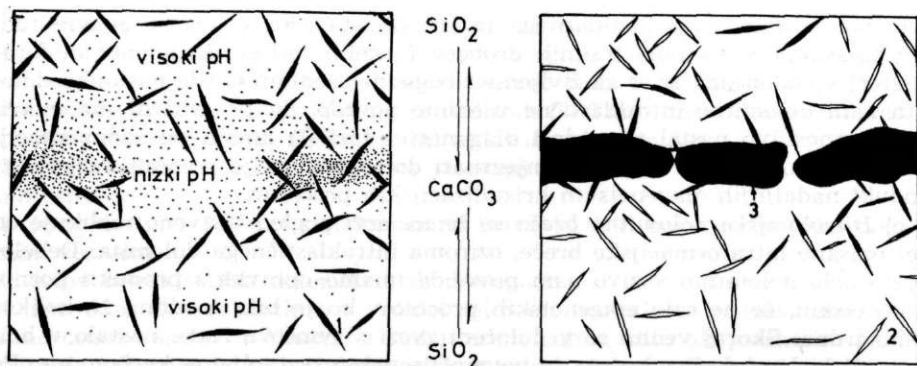
Zgornji horizont je za anizične sklade vodilen. Samo v njem so našli doslej dovolj zanesljivega fosilnega materiala, da so lahko določili njegovo zgornje-anizično starost (Teller, 1898, str. 93; Žlebnik, 1955, str. 218); oziroma ilirsko podstopnjo. Tudi pri geološkem kartiranju ne povzroča prevelikih težav, ker ga z drugimi triadnimi kameninami ne moremo zamenjati. Predvsem je značilen apnenec z gomolji, lečami in tankimi vložki roženca med plastmi (tabla 2, sl. 4).

Apnenec je večidel plastovit. Debelina plasti se giblje med 5 do 30 cm. Kamenina je precej temna, sivkasto rjava do črna, prepletajo jo različno debele kalcitne žilice. Apnenec z rožencem nastopa v dveh nivojih, največ ga je v vrhnjih plasteh. Med njegovimi plastmi so tanjši in debelejši vložki tankoplastovitega laporja. Kjer zgornjeanizičnemu apnencu sledijo ekvivalenti part-



Sl. 10. Intraklastični dolosparit z rudonosnimi intraklasti v sterilni osnovi. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 10. Intraklast Dolosparit mit erzführenden Intraklasten in steriler Matrix. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×



Sl. 11. Nastanek rožencev iz kremenastih spikul po Newellu in sod. (1953)

Abb. 11. Entstehung des Hornsteins nach Newell und Mitarbeiter (1953)

1 kremenasta spikula, 2 kalcitizirana spikula, 3 roženec

1 Kieselschwammnadel, 2 kalcitisierte Kieselschwammnadel, 3 Hornstein.

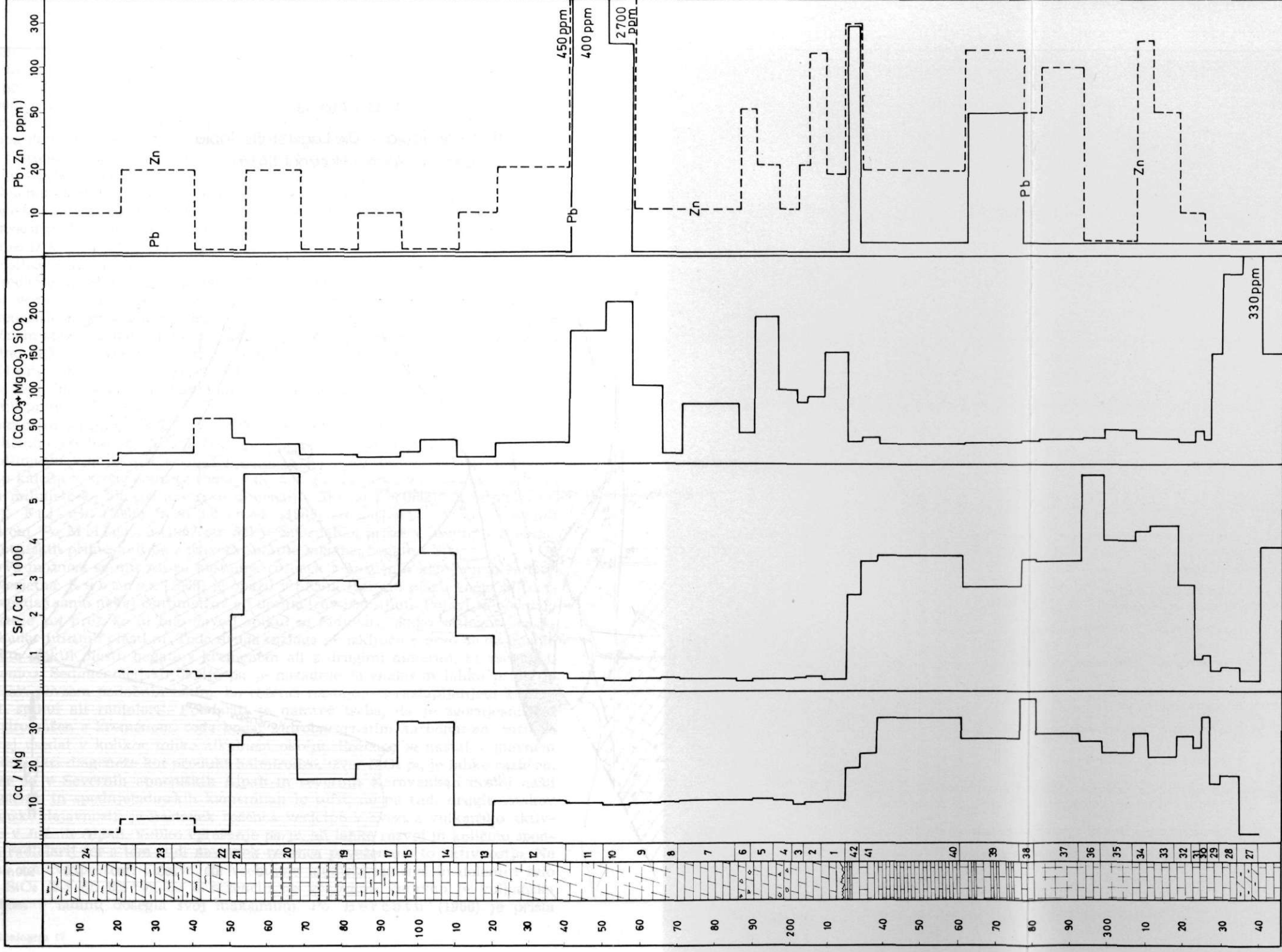
naških skladov, so laporasti vložki debelejši in više tudi bolj pogosti, dokler ne preidejo v laporni razvoj ladinske stopnje. Takšen prehod anizičnih skladov v ladinski zagrebenski razvoj srečujemo med Črno na Koroškem in Molakovim vrhom nad Razborjem.

V Topli preidejo anizični skladi v svetel ladinski dolomit. Tudi tu je prehod postopen, saj je v vrhnjih plasteh radiolarijski apnenec dolomitiziran. Medtem ko v Severnih apneniških Alpah in v severnih Karavankah pod Obirjem vsebuje zgornji horizont tufske plasti, jih v Topli in vzhodno od Črne nismo našli, vendar še ni rečeno, da jih ni; dobro razkriti profili so namreč zelo redki. Tudi pri Železni Kapli so jih razkrili šele ob gradnji gozdne ceste. Nekateri raziskovalci anizičnih plasti v Severnih Alpah (Miller, 1962; Sarnthein, 1965; Frisch, 1968) so opozorili, da vulkanizem ni dal samo tufa, temveč je vplival tudi na potek sedimentacije, razvoj organizmov in na nastanek roženca.

V primerjavi z opisanima horizontoma so sedimentološke značilnosti kamenin zgornjega anizičnega horizonta povsem drugačne. Poleg mikritnega apnenca, ki je bil tu in tam med diagenozo rekristaliziran, je za to serijo značilen predvsem biomikritni apnenec. V njem je največ tako imenovanih filamentov. To so tanke, povečini ravne ali rahlo upognjene lupinice, dolge komaj 0,2 do 5 mm. Po Frischu (1968) gre za odlučene plasti cefalopodnih lupin, za embrionalne školjčne lupinice ali lupinice ramenonožcev, po Kubaneku (1969) pa za zgodnji stadij školjk. Od spikul, ki jih je v določenih plasteh precej, jih ni težko ločiti, ker imajo drugačno strukturo. Prevladujejo enoosne (monaksone) in četrveroosne (tetraksone) kremenaste spikule, ki so v posameznih plasteh delno, včasih pa tudi popolnoma kalcitizirane (tabla 2, sl. 5). Verjetno so med njimi tudi primarne kalcitne spikule kalcispongij iz skupine Sycones. Radiolarij je precej manj, le v posameznih plasteh so nakopičene v velikih količinah. Vendar

Sl. 12. Kemična sestava anizičnih plasti v Topli

Abb. 12. Chemische Zusammensetzung der Anis-Schichten in Topla



Sl. 13 - Abb. 13

Rudišče Topla - Die Lagerstätte Topla
obzorje 1143m - Horizont 1143m

Legenda - Legende

Srednji horizont anizične stopnje
Mittlere anisische Gesteinsserie

 dolomitni razvoj - Dolomitentwicklung

 apneni razvoj - Kalkentwicklung

Spodnji horizont anizične stopnje
Untere anisische Gesteinsserie

 apneni razvoj - Kalkentwicklung

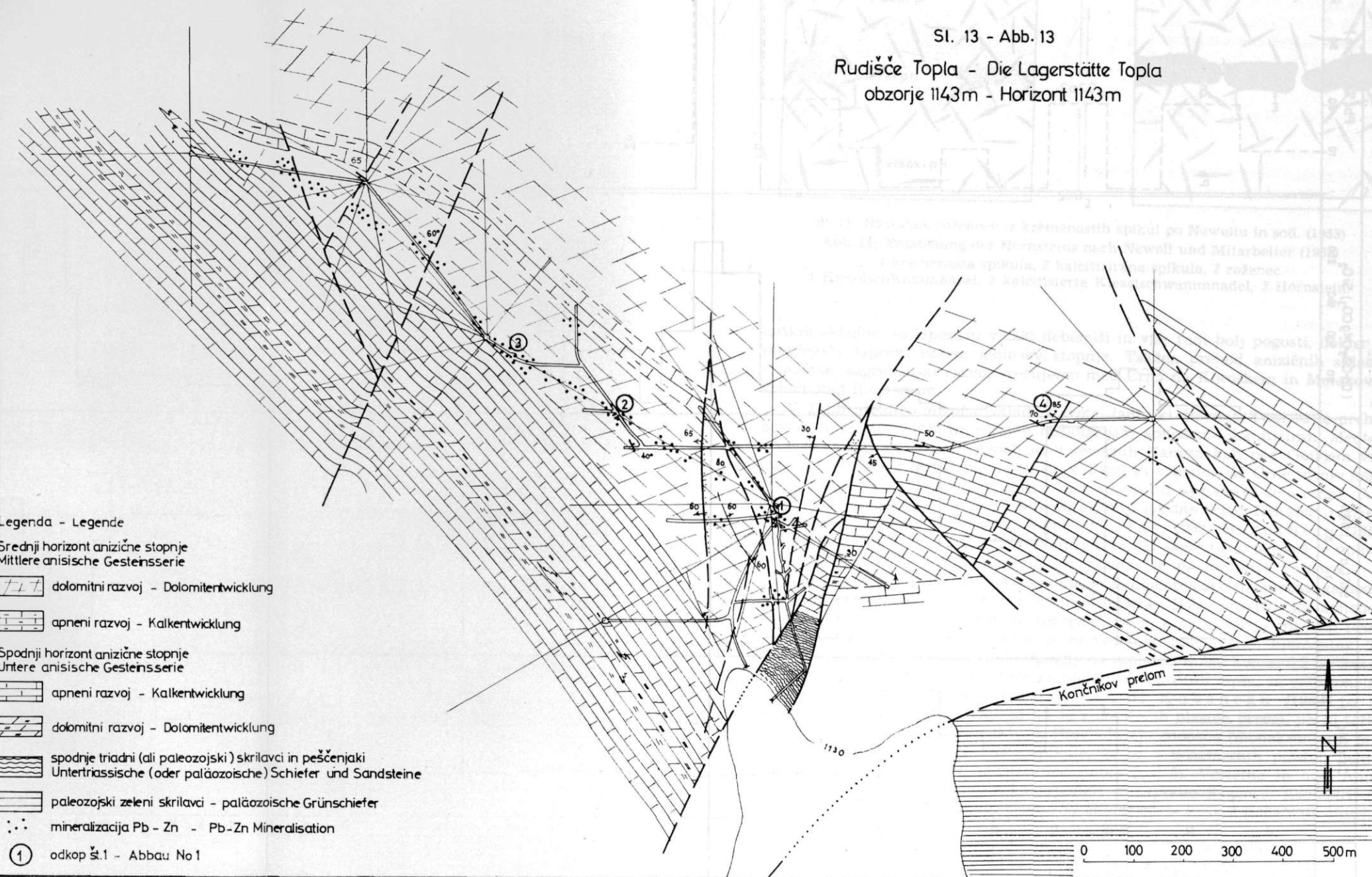
 dolomitni razvoj - Dolomitentwicklung

 spodnje triadni (ali paleozojski) skrilavci in peščenjaki
Untertriassische (oder paläozoische) Schiefer und Sandsteine

 paleozojski zeleni skrilavci - paläozoische Grünschiefer

 mineralizacija Pb - Zn - Pb-Zn Mineralisation

 odkop št. 1 - Abbau No 1



opazamo tudi tu, da so večidel kalcitizirane ali dolomitizirane. Tu in tam vsebuje mikritni apnenec tudi pelete. Nema lokrat najdemo bioturbacijske strukture (gnezda, rovi), ki so zapolnjene z bolj drobnnozrnatim mikritnim apnencem. Najpomembnejša značilnost zgornjeanizičnih kamenin je nedvomno roženec, ki predstavlja mikrokristalne agregate kremenca, kalcedona in kalcita. Slednji nastopa delno kot ostanek prvotne mikritne usedline, delno pa kot rekristalizirani, oziroma cementacijski sparitni kalcit. Nastanek roženca, oziroma silifikacija, je tipičen proces diagenaze usedline. Mikroskopska opazovanja vodijo k podobnemu sklepu o nastanku roženčevih polah in gomoljev, do katerega so prišli Newell in sodelavci (1953), ko so raziskovali kamenine bazena Delawara v Teksasu in Novem Meksiku. Tudi tu sestoje kamenine, podobno kot anizični apnenec iz kremenastih in kalcitiziranih spikul. V usedlini so bile prvotno samo iglice silicispongij (sl. 11).

Usedanje apnenca zahteva višjo pH vrednost, oziroma alkalno okolje. Tudi pora voda je skrajša še alkalna, zato prihaja do raztapljanja ali zamenjave kremenastih skeletov s kalcitom. To je verjetno tudi glavni vzrok, da imamo v anizičnem apnencu manj spikul in radiolarij, kot bi jih sicer pričakovali glede na količino SiO_2 v roženčevih polah in gomoljih. Kubanek (1969) in tudi drugi (Miller, 1962; Sarnthein, 1965) so namreč menili, da lahko nastanek roženca le delno pripišemo spikulam in radiolarijam, ker jih je po njihovem mnenju premalo.

Zaradi raztapljanja SiO_2 in cirkulacije raztopine nastanejo v usedlini plasti z različnimi vrednostmi pH. SiO_2 se seveda ponovno izloči v plasteh ali porah in votlinicah, kjer je pH nižji. Tu se dogaja ravno obraten proces, nadomeščanje kalcita s kremenom, oziroma kalcedonom. Ti procesi zavzemajo po vertikalni milimetrski ali centimetrski dimenzije. Miller (1962), Sarnthein (1965), Frisch (1968) in Kubanek (1969) so nastanek roženca povezali s tufitom. Po Millerju (1962, str. 55) je SiO_2 lahko prišel v usedlino s halmirolizo tufskih primesi ali pa z izlivom spilitne magme, bogate s SiO_2 .

Prva možnost se mu zdi za nastanek roženca v anizičnih kameninah še najbolj verjetna. Kubanek (1969) je opazil v bližini tufitnih plasti večjo silifikacijo, vendar samo nekaj centimetrov ali decimetrov pod njimi. Pojavi se podobno vprašanje kot prej, ko ni bilo dovolj spikul in radiolarij, kako razlagati nastanek, kadar tufitnih plasti ni. Toda druga razlaga ne izključuje prve, le da imamo namesto spikul plasti, bogate s kremenom ali z drugimi minerali, ki vsebujejo kremenico. Sedimentacijsko okolje pa je nazadnje le enako in lahko pride do procesov, povsem podobnih tistim, ko roženci nastajajo z raztapljanjem kremenastih spikul ali radiolarij. Poudariti je namreč treba, da je zgornjeanizični tufit siromašen s kremenom, toda bogat z drobnnozrnatim karbonatom; tufit se je torej usedel v kolikor toliko alkalnem okolju. Roženec je nastal v glavnem v zgodnji fazi diagenaze kot produkt halmirolize, izvor SiO_2 pa je lahko različen.

Ker so v Severnih apneniških Alpah in severnih Karavankah doslej našli v anizičnih in spodnjeladinskih kameninah le tufit, ne pa tudi drugih znakov vulkanske dejavnosti, je nastanek roženca verjetno v zvezi z vulkansko aktivnostjo v Južnih Alpah. Veliko vprašanje pa je, ali lahko razvoj in količino spongij in radiolarij ter s tem tudi nastanek roženca povežemo s to aktivnostjo. Ne smemo namreč prezreti dejstva, da vsebujejo ladinski apnenci in dolomiti zelo malo SiO_2 (0,1 do 0,5 %), da o rožencih ne govorimo, čeravno je vulkanska aktivnost v ladinu dosegla svoj maksimum. Po Bercetu (1960) je prišla

kremenica v anizično morje z intruzijo granita, v to močno dvomim, ker granit ni triadne starosti.

Nekako v sredini zgornjega anizičnega horizonta se pojavlja sredi apnenca temno sivi dolosparit, ki je povečini srednjezrnat, sicer pa zelo neenakomerno zrnat. Ostanke dolomikrita kažejo, da je bila kamenina med diagenozo znatno rekristalizirana. V poznodiagenetskih dolomitnih žilicah so poleg idiomorfni in hipidiomorfni dolomitni kristalovi tudi posamični idiomorfni kremenovi kristalčki. Kremen je kristaliziral zadnji. Pojavlja se tudi v 0,1 mm debelih žilicah.

Neposredno pod ladinskim dolomitom vzbuja pozornost laminarni dolomit s kremenom in roženčevimi polami. Mikroskopske preiskave kažejo, da gre za usedlino, nastalo večidel iz radiolarijskih skeletov. Če ne bi prišlo v zgodnji diagenezi do sprememb v sedimentacijskem bazenu, bi nastajal, podobno kot v nižjih plasteh, mikritni apnenec z roženčevimi gomolji in polami. Vendar vse kaže, da sta se konec anizične dobe v sedimentacijskem bazenu spremenili globina morja in slanost vode, s tem pa tudi razmerje Mg/Ca. Anizičnim plastem v Topli sledijo namreč več sto metrov debeli skladi ladinskega dolomita. Ker vrhnje plasti anizične stopnje niso bile strjene, jih je dolomitizacija prav tako zajela. Sočasno z dolomitizacijo so se raztapljali tudi kremenasti skeleti, zato so le v majhni meri ohranili prvotno strukturo, ker jih je alkalna raztopina, oziroma pora voda, raztapljala in nadomeščala z dolomitom (tabla 2, sl. 6). Dolomitizaciji je sledila silifikacija in prinesla ravno nasprotno pojave, korozijo ali nadomeščanje dolomitnih kristalov s kremenom. Koncentracije karbonatne substance in kremenca se v posameznih plasteh zelo menjajo, celo v milimetrskem območju. To daje kamenini lamelasto strukturo. Nastanek teh plasti lahko razlagamo na podoben način, kakor sem prikazal za rožence, torej s spremembami vrednosti pH in mobilizacijo kremenice v posameznih plasteh. Nekatere plasti kažejo samo posamične dolomitne kristale, ki zapolnjujejo skupno s kalcedonom votle dele radiolarijskih skeletov. Dolomitni kristal je navadno v centru okrog njega pa vlaknast kalcedon. V istem plastju najdemo apnenec, kjer so kremenasti skeleti skoraj popolnoma nadomeščeni, oziroma cementirani s sparitnim kalcitom.

Paleogeografske razmere v anizični dobi

V skitski stopnji imamo v spodnjem delu delno kontinentalne, delno transgresijske usedline, v zgornjem pa prevladujejo sedimenti zelo plitvega morja (oolitni apnenec, dolomit s sadro), nasprotno pa se je spodnaneanizični apnenec sedimentiral v sorazmerno mirnem, nekoliko globljem morju. V takem okolju je nastal predvsem mikritni apnenec ter mikritni apnenec z redkim fosilnim drobirjem in nizkim energijskim indeksom. V kamenini najdemo tu in tam bioturbacijske strukture in drobne pelete. Peletni in detritični apnenec s sparitnim kalcitom pa govori še za znatno nihanje globine sedimentacijskega bazena. Te usedline s sorazmerno visokim indeksom energije so nastale v plitki vodi, kjer so tokovi in valovi močno vplivali na sedimentacijo. Morje je imelo sorazmerno bogato favno, največ krinoidov, foraminifer in školjk, ki so v plitvomorskem apnencu nakopičeni v obliki drobirja, intraklastov in peletov. Tudi 10 m debelo plastje s pasovitim dolomitom je nastalo v zelo plitki, močno slani vodi.

Recentni primeri kažejo celo, da je nastal takšen dolomit na obali, ki jo je morje zalilo samo ob visoki plimi in močnem vetru.

Srednji horizont anizične stopnje v severnoalpskem razvoju je v splošnem bogat z organskim detritusom, s krinoidnim in stromatolitnim apnencem ter z brahiopodi, kar kaže na ugodno življenjsko okolje z dobro prezračeno vodo. Morje je bilo precej plitvo. Usedline so nastale v nadplimskem, plimskem in podplimskem območju.

V podplimskem območju so veliko prostranstvo zavzeli predvsem krinoidi, med njimi *Encrinus liliformis* Schloth (Frisch, 1968), ki prevladujejo v precejšnjem delu srednjega horizonta anizične stopnje. Tudi v Topli jih je mnogo v dolomitu, vendar so tu naplavljeni. V posameznih nivojih so bile dokaj razširjene algine trate z algo *Physoporella praealpina* Pia (Frisch, 1968), ki jim pripisujejo pomembno vlogo pri nastanku dolomita. Kot sem že omenil, je dolomit nastal v plimskem in nadplimskem pasu. O razširjenosti pravih grebenskih tvorb so mnenja še deljena. Bauer (1970) sicer omenja z zahodnih obronkov Pece (profil Riepl—Globasnica) masivni apnenec z grebenskimi fosilnimi ostanki (*Tubiphytes obscurus*), ki pa morda le ne zadoščajo, da bi lahko govorili o tipičnem grebenskem razvoju. V Severnih apneniških Alpah so namreč podoben apnenec tudi opisovali kot grebenski, kar pa je pozneje Frisch s sedimentološkimi raziskavami ovrgel. Pokazalo se je, da gre v glavnem za algine trate z Dasycladaceami.

Zgornjeanizične kamenine v Topli so praktično brez plitvovodnega fosilnega materiala ali drugega detritusa v smislu Bisell—Chilingarjeve klasifikacije. Bogate so s pelagičnimi fosilnimi ostanki. Biofacialne in litofacialne značilnosti kažejo na mirno, globljemorsko sedimentacijo. Proti koncu anizične dobe pa so se paleogeografske razmere močno spremenile. Pokazali so se obrisi morskega dna ladinske dobe, v kateri ločimo tri biofacialne in litofacialne razvoje: predgrebenskega, grebenskega in zagrebenskega. Prehod anizičnih kamenin v predgrebenski razvoj ladinske stopnje je postopen. Označuje ga nagel porast glinene komponente, oziroma povečanje števila in debeline laporastih in glinastih plasti med ploščastim apnencem, dokler lapor in glina povsem ne prevladata. Meja med ekvivalenti partnaških skladov (ladinska stopnja) in anizičnimi kameninami še ni zanesljivo postavljena. Za sedaj je določena le po litoloških kriterijih. Prehod med anizičnimi kameninami in grebenskim, oziroma predgrebenskim razvojem ladinske stopnje pa je bolj izrazit. Na terenu razliko takoj opazimo, ne samo po litoloških značilnostih, temveč tudi po morfologiji terena. Obstajajo pa še določene nejasnosti glede grebenskega in predgrebenskega razvoja v spodnjem ladinu.

Kaže namreč, da se pravi grebenski apnenec s koralami začne šele nad dolomitom spodnjega ladina. Sicer pa opisuje večina raziskovalcev dolomitni razvoj spodnjega ladina kot grebenski grušč.

Po mikroskopskih in kemičnih preiskavah je tudi tu prehod postopen, saj vsebujejo više ležeče kamenine vedno več dolomitne in manj glinene oziroma laporne komponente. Zanesljivo vemo, da je prehod med anizičnimi skladi in ekvivalenti partnaških skladov nastal že med sedimentacijo, za prehod anizičnih skladov v ladinski dolomit pa tega ne moremo trditi, ker so se vrhnje plasti lahko dolomitizirale kasneje, ko so bile anizične usedline že odložene.

Iz razlag o razmerah na prehodu med anizično in ladinsko stopnjo sledi, da je morje v severnem delu bazena postalo bolj plitvo, v južnem pa bolj globoko.

PRIMERJAVA RAZVOJA ANIZIČNIH PLASTI V TOPLI IN NA SOSEDNIJH OZEMLJIH SEVERNIH KARAVANK

Razen v Topli nastopajo v vzhodnem delu severnih Karavank anizične kamenine samo južno od javorskega preloma, vzdolž katerega je med severnim in južnim krilom prek 1000 m višinske diskordance. Južno od javorskega preloma so razkriti paleozojski skrilavci in diabaz. Na njih leže permotriadni klastični sedimenti, sledijo zgornjeskitske in anizične karbonatne kamenine, ki više preidejo v laporni in glinasti razvoj partnaškega tipa ladinske stopnje. Severno od preloma pa nastopajo v glavnem ladinske (grebenske), karnijske in noriške kamenine. V Javorju in Razboru vzhodno od Tople zavzemajo anizične plasti sorazmerno veliko površino, vendar nikjer niso v celoti razkrite. V spodnjem Javorju pri Rezmanu je ob gozdni cesti razkrit tankoplastoviti apnenec spodnjega horizonta, v Zgornjem Javorju in Razboru pa poleg plasti zgornjega horizonta samo del spodnjega horizonta.

Anizična stopnja v Spodnjem Javorju pri Rezmanu se začne s tankoplastovitim mikritnim apnencem. Plasti so debele le nekaj centimetrov (tabla 1, sl. 1). Bogate so s stilolitnimi šivi, ob katerih je mikritna osnova tu in tam prekristalizirana v mikrosparit.

V spodnjem delu so fosili zelo redki. V apnencu so tanke pole laporastega ali glinastega apnenca. Spodnji horizont ni v celoti ohranjen, manjka predvsem njegov zgornji del. Precejšnje nejasnosti so tudi glede srednjega horizonta, ki je zastopan v Topli ter med Obirjem in Peco delno kot apnenec, delno kot dolomit. Bolj jasne so razmere v razvoju zgornjega horizonta, ki je, podobno kot drugod v Karavankah, karakteriziran s črnim plastovitim apnencem z roženci. Kolikor toliko popoln profil je razkrit nad Spodnjim in Zgornjim Kotnikom. Roženci se pojavljajo v nekaj centimetrov dolgih in približno centimeter debelih lečah v plastovitem mikritnem, delno prekristaliziranim apnencu z radiolarijami, ki so večinoma nadomeščene s kalcitom. V nekaterih plasteh so roženci v obliki tankih (nekaj milimetrov do 5 cm) pol, vzporednih s plastovitostjo. Kot drugod so opazna tudi v tem apnencu razpršena piritna zrna. Više se vedno bolj povečuje odstotek glinaste komponente, dokler povsem ne prevlada, ko preide v partnaški razvoj ladinske stopnje. Tudi zgornje plasti so bogate z radiolarijami, ki so popolnoma ali le delno nadomeščene s kalcitom. Poleg radiolarij so močno zastopane tudi spikule spongij (Placer, 1968).

Če primerjamo profil nad Spodnjim Kotnikom s profilom v Topli, se nam vsiljuje vprašanje, ali imamo opravka s celotnim razvojem anizične stopnje, ali samo z njegovim zgornjim delom. V prvem primeru pripada dolomit v talnini opisanih kamenin skitski stopnji, v drugem pa srednjemu horizontu anizične stopnje. Slednje se mi zdi bolj verjetno.

Severno od javorske dislokacije so anizični skladi globoko pod mlajšimi triadnimi kameninami. V Jazbini, pri Korizlu (vrtina 1) so 490 m globoko pod ladinskim dolomitom.

F. Bauer (1970) je podrobno obdelal območje med Obirjem in Peco. V anizičnih skladih je razlikoval številne razvoje. Zaradi močnih vertikalnih in lateralnih sprememb po njegovem mnenju ne moremo prikazati razvoja anizičnih skladov z enim samim, temveč z vrsto profilov. To je le delno res in velja v glavnem za plitvomoorske srednjanizične plasti. Precej podrobno opisanih profilov iz različnih krajev kaže, da gre večinoma za dokaj okrnjene, ne-

popolne profile, kar je lahko posledica tektonskih procesov. V spodnjem horizontu je opisal povsem enake kamenine, kot jih najdemo v profilu Tople in v Spodnjem Javorju. Sam je opozoril na podobnost z razvojem ekvivalentnih kamenin pri Innsbrucku.

Kamenine spodnjega horizonta so razkrite na Lužah (Koprivna), zahodno od Železne Kaple in južno od Obirja. Sestoji iz tankoplastovitega mikritnega apnenca s svaljki plazečih se bentonskih živali (0 do 1 cm), iz peletnega, detričnega in intraklastičnega mikritnega apnenca. Apnenec spodnjega horizonta je tudi tu poln stilolitnih šivov.

V srednjem delu anizičnih plasti se pojavljajo večje lateralne spremembe, kar je končno razumljivo, saj imamo opravka s kameninami litoralne oziroma plimske in nadplimske cone, kjer je relief morskega dna lahko dokaj razgiban. Vse kaže, da imamo razen dolomitnega tudi grebenski razvoj masivnega, svetlo sivega apnenca s koralami, spužvami in grebenskim fosilom *Tubiphytes obscurus* (Bauer, 1970). Dolomitni razvoj je opisal F. Bauer z območij Riepl in Brunner. Pri Rieplu meji dolomit neposredno (zanesljivo tektonsko) na wettersteinski apnenec, pri Brunnerju pa preide v skladoviti apnenec; tu je našel odtise rastlin. Grebenski razvoj je uvrstil Bauer v zgornji del anizične stopnje in videl v tem že določeno diferenciacijo sedimentacijskega bazena, ki se je polno uveljavila v ladinski stopnji. Bolj verjetno se mi zdi, da pripadajo opisane kamenine srednjemu horizontu in so ekvivalenti dolomitnega razvoja v Topli. Upoštevati moramo, da sestoji zgornji horizont iz pelagičnih sedimentov z rožencem in tufitom. Glede na to, da preidejo anizične kamenine skoro povsod v ekvivalente partnaškega razvoja ladinske stopnje, menim, da gre med Obirjem in Lužami (Koprivno) za podoben razvoj, kakršnega poznamo na območju med Črno in Molakovim vrhom.

GEOKEMIČNE ZNAČILNOSTI ANIZIČNIH KAMENIN V TOPLI

Razen silicija, ki je bil določen po mokrem postopku, so bile analize narejene z atomsko absorbcijo. Stroncij so določili v Inštitutu »Jožef Štefan« v Ljubljani, druge elemente pa v kemičnem laboratoriju v Žerjavu. Svinec in cink sta bila določena po ditizonovi metodi in z atomsko absorbcijo. Rezultati vzorčevanja anizičnih plasti so prikazani v obliki diagrama (sl. 12).

Po kemični sestavi, oziroma po razmerju CaO/MgO ločimo po Frolovi klasifikaciji (Bissell in Chilingar, 1967), v spodnjem horizontu le dvoje vrst kamenin: dolomitni apnenec (slightly dolomitic limestone) in nizkokalcitni dolomit (slightly calcitic dolomite). Mikroskopske preiskave kažejo, da je dolomit v dolomitnem apnencu nastal v pozni fazi diageneze, delno sočasno z nastankom stilolitov, delno tudi kasneje. Po izvoru magnezija za poznodiagenetsko dolomitizacijo obstajata dve možnosti:

1. da je bil magnezij prvotno v kristalni mreži kalcita ali aragonita in se je sprostil pri inverziji aragonita v kalcit;
2. da je prihajal v sediment s cirkulacijo pornih raztopin.

V našem primeru je druga možnost najbolj verjetna. Kalcitni dolomit (vzorec 27) sestoji iz 82,16 % dolomita in 16,89 % kalcita. Višek kalcija izvira delno iz fosilnih (krinoidnih drobcev), delno pa iz presežka kalcija v kristalni mreži dolomita.

Kremenica je delno vezana na glinene minerale, delno pa nastopa v obliki detritičnega kremenca ali kot kalcedon v radiolarijah, ki so sicer zelo redke. Glinena substanca nastopa predvsem na ploskvah plastovitosti, medtem ko je kamenina vsebuje sorazmerno malo. Detritična kremenova zrna so med diagenozo še rasla. Na to sklepamo po conarno razporejenih zrnih mikritnega kalcita v njih.

Stroncij je v karbonatnih kameninah biogenetskega ali fizikalno-kemičnega izvora. V prvem primeru se kopiči v živalskih in rastlinskih skeletih, v drugem pa se izloča skupno s kalcitom in aragonitom ter eventualno z drugimi morskimi solmi (sadro, anhidritom itd.). Preiskave skeletov in neorganskih usedlin so pokazale, da stroncij raje precipitira z aragonitom kakor s kalcitom. Kul p in drugi (1952) ter O d u m (1957) so ugotovili, da je razmerje Sr/Ca v kalcitnih oziroma aragonitnih skeletih odvisno od razmerja Sr/Ca v vodi, slanosti vode, filogenetskega razvoja, temperature in od zgradbe kristalne mreže ter drugih vplivov.

Kul p je poleg tega ugotovil, da vsebujejo skeleti v splošnem dvakrat več stroncija kot osnova, v kateri ležijo. Sorazmerno visoka razmerja Sr/Ca kažejo predvsem coelenterata, mehkužci, členonožci, mahovnjaki in alge. Ugotovili so tudi določeno odvisnost in konstantnost v posameznih filogenetskih vrstah.

V anizičnih kameninah spodnjega horizonta v Topli se menjava vsebnost stroncija med 46 in 2080 ppm, razmerje $\text{Sr/Ca} \times 1000$ pa je med 0,20 in 5,62. Najnižjo vrednost ima nizkokalcitni dolomit. Nizke vrednosti beležimo tudi v prekristaliziranem mikritnem apnencu in v peletnem apnencu s sparitnim cementom. V manj prekristaliziranem mikritnem in biomikritnem apnencu (izjema je vzorec 35) variira razmerje $\text{Sr/Ca} \times 1000$ od 3,37 do 5,62. Ker je razen nekaj krinoidnega detritusa in foraminifer sorazmerno malo fosilnih ostankov, skoraj ne moremo koncentracije stroncija pripisati skeletnemu drobirju. V neorganskih usedlinah stroncij bodisi sočasno precipitira s karbonatnim usedkom, ali pa pozneje med diagenozo. Po O d u m u (1957) je razmerje Sr/Ca v usedlini povečini manjše od razmerja v vodi sedimentacijskega bazena. Vendar je našel tudi primere, da je razmerje Sr/Ca v sedimentu enako razmerju v vodi, tj. 4,20 in 4,23, npr. v Velikem slanem jezeru v Utahu. Medtem ko je topljivost stroncija in kalcija v morski vodi praktično enaka ($5 \cdot 10^{-7}$), je v destilirani vodi topljivost SrCO_3 $0,3 \cdot 10^{-9}$, CaCO_3 pa $5 \cdot 10^{-9}$. Iz tega sklepamo, da bomo v manj slani vodi našli višja razmerja Sr/Ca. Rezultati kemičnih preiskav anizičnih kamenin kažejo podobno tendenco. Dolomiti in plitvomorski sedimenti, ki so nastali v bolj slani vodi, imajo sorazmerno malo stroncija, v drugih ga je dosti več. Pri tem seveda ne smemo zapostavljati procesov rekristalizacije in dolomitizacije, ki tudi do neke mere zmanjšujejo koncentracijo stroncija.

Kamenine spodnjega horizonta vsebujejo poprečno 0,27 % železa. Pojavlja se večidel v obliki zelo drobnih piritnih zrn, ki so tu in tam oksidirana. Apnenec spodnjega horizonta vsebuje tudi določeno količino organske substance, ki pa ne presega 1 %, vendar daje kamenini ob udarcu značilen vonj in temno sivo do črno barvo.

Cink je skoraj v vseh plasteh prisoten, svinca pa praktično ni.

V odvisnosti od razmerja Ca/Mg razlikujemo po Frolovi klasifikaciji (1959, cit. v Bissell—Chilingar, 1967) naslednje vrste dolomita:

Ca/Mg

- 1,4 magnezijev dolomit (Magnesian dolomite)
 1,4—1,5 dolomit (Dolomite)
 1,5—2,3 nizkokalcitni dolomit (Slightly calcitic dolomite)
 2,3—4,2 kalcitni dolomit (Calcitic dolomite)

V srednjem horizontu anizične stopnje v Topli prevladuje nizkokalcitni dolomit.

Z barvanjem mikroskopskih zbruskov in acetatnih folij z alizarinom (S) in kalijevim heksaciano-ferratom III je bilo ugotovljeno, da dolomit redkokdaj vsebuje kalcit, z izjemo v krinoidnih ostankih. Iz tega sklepamo, da je višek kalcija vgrajen v kristalno mrežo dolomita.

Goldsmith in Graf (1958) pripisujeta presežek kalcija različni slanosti morske vode, kar je Siegel (1961) potrdil tudi z laboratorijskimi poskusi (glej tabelo 1).

Tabela 1
 Odvisnost sestave dolomita od koncentracije raztopine in temperature nastanka (Siegel, 1961)

Koncentracija raztopine		pri 100 °C		50 °C		25 °C	
1	molarne raztopine	Ca ₅₀ Mg ₅₀	dolomit	Ca ₅₅ Mg ₄₅	dolomit	Ca ₆₀ Mg ₄₀	dolomit
0,5	molarne raztopine	Ca _{56,5} Mg _{43,5}	dolomit	Ca ₅₉ Mg ₄₁	dolomit	Ca _{61,5} Mg _{38,5}	dolomit
0,25	molarne raztopine	Ca _{58,5} Mg _{41,5}	dolomit	Ca _{61,5} Mg _{38,5}	dolomit		
0,1	molarne raztopine	Ca _{66,5} Mg _{33,5}	dolomit				

Tudi recentni dolomiti kažejo, da se s slanostjo vode zmanjšuje pribitek Ca in da je najmanjši v aridnih območjih, kar vidimo iz naslednjih primerov:

Florida Ca_{58—67} dolomit (humidna klima)

Bonaire Ca_{54—56} dolomit (zmerno aridna klima)

Perzijski zaliv Ca₅₄ dolomit (močno aridna klima)

V južnih avstralskih jezerih nastajajo s povečano slanostjo Mg-kalcit, Ca-dolomit, stoehiometrijski dolomit in magnezit. Tudi z naraščajočo količino evaporitov v kamenini se zmanjšuje pribitek Ca v dolomitni mreži (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965).

Medtem ko je povprečno razmerje Ca/Mg dolomitov srednje serije 2,06 (29 vzorcev), znaša v rudonosnem dolomitu 1,75 (9 vzorcev). Rentgenske preiskave so pokazale celo primanjkljaj Ca v dolomitu, določenem na podlagi glavnega refleksa (10.4) = (211). Glavne podatke rentgenskih preiskav rudonosnega dolomita, ki sem jih naredil na stolici za uporabno geologijo univerze Freie Universität v Berlinu, kaže tabela 2.

Tabela 2

Rentgenske meritve rudonosnega dolomita iz cinkovo-svinčevega rudišča Topla

Označba vzorca	% dolomita	d-vrednost Å (10.4) = (211)	35,3 37,3 Cu K α	sestava * dolomita
T ₁		2.8786	0,945	Ca ₄₇ Mg ₅₃ dol.
T ₂	29,05	2.8847	0,945	Ca ₅₀ Mg ₅₀ dol.
T ₃	29,72	2.8841	0,946	Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₄	28,40	2.8823	0,944	Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₇	7,21	2.8828		Ca ₄₉ Mg ₅₁ dol.
T ₈	34,88	2.8892	0,943	Ca ₅₁ Mg ₄₉ dol.

(Analitika: Kranz, Alberts-Berlin; rentgen. meritve: Štruel).

* Sestava dolomita, določena na podlagi d-vrednosti najmočnejše rentgenske interference (Füchtbauer & Goldschmidt, 1965).

Rentgenske meritve so pokazale tudi sorazmerno visoko stopnjo urejenosti dolomita, ki jo ugotovimo iz razmerja med nadstrukturnim refleksom (0,1 . 5) = (221) pri $2\theta \sim 35,3^\circ$ (Cu K α) in refleksom (11.0) = (101) pri $2\theta \sim 37,3^\circ$ (Goldsmith & Graf, 1958 cit. v Füchtbauer—Müller, 1970).

Med kemičnimi analizami in rentgenskimi meritvami obstaja torej v pogledu razmerja Ca/Mg določena neskladnost. Presežek kalcija v kemičnih analizah lahko delno pripišemo kalcitu naplavljenih fosilnih (krinoidnih) ostankov, delno pa sadri.

Rentgenske meritve kažejo v posameznih vzorcih rudonosnega dolomita celo višek magnezija. Določene razlike bi verjetno tudi dobili, če bi rentgensko raziskali še druge dolomite anizične stopnje. Rentgenske preiskave so pokazale tudi, da je glavna glinasta substanca illit.

Upoštevač laboratorijske ugotovitve (Siegel, 1961) in sestavo recentnih dolomitov v odvisnosti od klime, sklepamo o anizičnih dolomitih, da so nastali v zmerni ali močno aridni klimi, oziroma v zelo slani vodi in pri sorazmerno visoki temperaturi. Ni izključeno, da ne obstaja določena zveza med stopnjo dolomitizacije in aktivnostjo bakterij oziroma mineralizacijo.

Kremenica se giblje v rudonosnem dolomikritu med 1,42 in 2,61 %, v ostalem dolomitu srednjega horizonta pa med 0,42 in 1,01 %. Kaže se delno kot detritičen kremen, delno pa je vezana na glinaste primesi.

Stroncija je v srednjem dolomitnem horizontu sorazmerno malo, precej manj kot v spodnjem ali zgornjem horizontu apnenca. V rudonosnem dolomitu ga je povprečno 30 ppm, v ostalem dolomitu pa 63 ppm.

Kemična sestava kamenin zgornjega horizonta se precej razlikuje od apnenca v spodnjem horizontu. Največje razlike se kažejo v količini SiO₂. So celo tako velike, da nam lahko rabijo pri kartiranju, kadar se ne moremo odločiti, ali gre za spodnji ali zgornji horizont anizičnega apnenca.

Glede na kemično sestavo, oziroma na razmerje Ca/Mg, so v zgornjem horizontu štiri vrste karbonatnih kamenin; nizko dolomitni apnenec, dolomitni apnenec, kalcitni dolomit in nizkokalcitni dolomit. Med temi plastmi so nekaj milimetrov do nekaj decimetrov debele pole črnega glinastega apnenca, glinastega laporja ali laporja. V zgornjem delu zgornjega horizonta Tople narašča dolomitna komponenta, nasprotno pa vzhodno od Črne naglo narašča glinena komponenta.

V apnencu spodnjega horizonta je poprečno 2,51 % SiO_2 , v apnencu zgornjega horizonta pa kar 15,04 %. V spodnjem horizontu je SiO_2 vezan na glinasto substanco in detritična kremenova zrna, v zgornjem pa nastopa v obliki roženca (kalcedona in kremenca). Večji del roženca je biogenetskega izvora (spikule in radiolarije). Ne izključujem pa možnosti, da je del kremenca vulkanskega porekla, vendar za to v Topli ni dokazov niti znakov.

Stroncij nastopa v podobnih koncentracijah kot v spodnjem horizontu. Najmanj ga je v nizkokalcitnem in kalcitnem dolomitu ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 0,34$ do 1,35) ali v prekristaliziranem apnencu (1,96). Sorazmerno nizka je količina v laporastih in glinastih vložkih ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 1,45$) in v rožencu ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 1,37$). Medtem ko v spodnjem horizontu ni bilo opaziti odvisnosti med količino stroncija in fosili, je le-ta v zgornjem horizontu očitna, saj je v biomikritnem apnencu 1240 do 2040 ppm stroncija ($\text{Sr}/\text{Ca} \times 1000 = 3,52$ do 5,64). Količina stroncija izvira verjetno od radiolarij s skeletom iz akantina (SrSO_4).

Poprečna vsebina železa (0,44 %) je za spoznanje višja kot v apnencu spodnjega horizonta (0,28 %). Predvsem nastopa v obliki pirita, ki je v mikritni osnovi zelo drobnozrnat, v rožencu pa tu in tam tudi v večjih kristalnih agregatih. Količine svinca so pod mejo občutljivosti metode določevanja, (10 ppm) medtem ko je cinka največ 200 ppm, torej v mejah, ki jih Rankama (1950) in drugi navajajo kot poprečne vsebnosti karbonatnih kamnin.

CINKOVO-SVINČENA RUDA V ANIZIČNIH PLASTEH

Splošni podatki o rudišču Topla

Cinkovo-svinčevo rudišče Topla je raziskano na površini 0,6 km² med nadmorskima višinama 1073 in 1202 m. Največ raziskovalnih del (rovov in vrtin) so doslej naredili na obzorju 1143 m (sl. 13), tj. približno na višini starega Terezijinega rova (1138 m). Na spodnjih dveh obzorjih (1073 in 1143 m) in v stari jami je znanih 14 pomembnejših svinčevo-cinkovih rudnih teles, ki bodo prej ali slej predmet eksploatacije.

Rudna telesa so interstratificiranega tipa, vendar nikjer ne najdemo rudne plasti večje razsežnosti. Večinoma so to podolgovata, nekaj deset metrov dolga in le nekaj metrov široka zelo nepravilna cevasta rudna telesa različne debeline. Včasih so manj dolga in gnezdata. Te oblike veljajo predvsem za bogatejše koncentracije svinca in cinka. Siromašne koncentracije obeh kovin (0,5 do 1 %) zavzemajo v prvotnih sedimentacijskih nivojih mnogo večje površine. Svinec in cink sta v splošnem zelo razpršena, saj znaša poprečna vsebnost dolomitnega kompleksa na obzorju 1143 m 3570 ppm svinca in 3970 ppm cinka. To je poprečje 277 vzorcev vzetih na vsakih 5 m sledilnega rova. V tem je tudi bistvena razlika napram ladinski rudi, kjer je prikamenina nedaleč od rudnega telesa ponekod popolnoma sterilna. V Topli sta cinkova in svinčeva ruda izrazito diferencirani. Cinkova ruda je večidel v talninskem delu rudnega telesa, svinčeva oziroma svinčevo-cinkova pa v krovninskem. Talninska cinkova ruda vsebuje izredno malo svinca, večinoma samo sledove. Medtem ko je prikamenina z galenitnimi impregnacijami precej drčbljiva, je sfaleritna ruda zelo žilava in kompaktna, razen v primerih, ko je dolomitu primešan lapor, ki pa vsebuje ponekod dosti cinka (do 25 %). Svinčeva ruda pri flotiranju ne povzroča posebnih težav, od jalovine se lahko loči, le malo je oksidirana, s prikamenino pa niti ni preveč

20%	Ksenomorfna sfaleritna polja v drobnnozrnatem dolomitu Xenomorphe Zinkblende-anreicherungen im feinkörnigen Dolomit	
30%	Zelo razvejano zraščanje sfalerita z dolomitom Sehr starke Verwachsung von Zinkblende und Dolomit	
25%	Zelo drobne ksenomorfne intragranularne zapolnitve sfalerita v dolomitu Sehr feine xenomorphe intergranuläre Zinkblendeausfüllungen im Dolomit	
5%	Metasomatsko nadomeščanje dolomitnih zrn po sfaleritu Metasomatische Verdrängung von Dolomitmörnern durch Zinkblende	

1 sfalerit
Zinkblende

2 dolomit
Dolomit

Sl. 14. Oblike sfalerita v rudišču Topla in njegova zraščenosť s prikamenino in drugimi sulfidnimi minerali

Abb. 14. Zinkblendearten in der Lagerstätte Topla und deren Verwachsungen mit Nebengestein und anderen sulfidischen Mineralien

15%	Ksenomorfna sfaleritna zrna v laporastem dolomitu Xenomorphe Zinkblendekörner im mergeligen Dolomit	
3%	Zelo drobna sfaleritna zrna v piritu Sehr feine Zinkblendekörner im Pyrit	
1%	Debelozrnati poznodiagenetski sfalerit v dolomitni žilici Grobkörnige, spät-diagenetische Zinkblende in Dolomitader	
1%	Sfaleritna zrna zraščena z galenitom Zinkblendekörner verwachsen und umwachsen vom Bleiglanz	
		1 sfalerit 2 dolomit 3 galenit 4 pirit 1 Zinkblende 2 Dolomit 3 Bleiglanz 4 Pyrit

Sl. 15. Oblika sfalerita v rudišču Topla in njegova zraščenost s prikamenino in drugimi sulfidnimi minerali

Abb. 15. Zinkblendearten in der Lagerstätte Topla und deren Verwachsungen mit Nebengestein und anderen sulfidischen Mineralien

zraščena. Drugače je s cinkovo rudo, ki je izredno drobnnozrnata. Zaradi žilavosti in trdote zahteva daljše drobljenje, povrh pa je močno zraščena z dolomitom. Na sliki 14 in 15 so prikazane različne vrste zraščanja rudnih mineralov, bodisi med seboj ali z dolomitom.

Tektonika na mineralizacijo ni vplivala, ker je porudna. Vendar pa je močno dislocirala že itak zelo nepravilna rudna telesa. Da so stari rudarji pripisali prelomom (predvsem v smeri sever—jug) velik pomen, kažejo njihova rudarska raziskovalna dela, saj so iskali rudo vzdolž njih.

Mineralna sestava rude

Ruda Tople je precej siromašna z mineralnimi vrstami. Doslej so bili določeni naslednji minerali: sfalerit, pirit, markazit, melnikovit, galenit, hidrochinit, smithsonit, cerussit, anglezit, limonit oziroma goethit in greenokit.

Sfalerit je količinsko in tudi ekonomsko najpomembnejši mineral rudišča Topla. Povečini ima obliko zelo drobnih ksenomorfnih in hipidiomorfih zrn mikronskih dimenzij, ki so fino dispergirana v dolomikritni ali dolosparitni osnovi (tabla 4, sl. 1 in 2; tabla 7, sl. 1). Pogostnost posameznih dimenzij sfaleritnih zrn vidimo na tabeli 3 (Grobelshek, 1962, 1969).

Tabela 3
Granulometrijska sestava cinkove rude iz Tople

Kraj vzorčevanja	Granulometrijska sestava sfalerita			
	pod 10 μ	10—3 μ	30—60 μ	nad 60 μ
1. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov pri vходу	29,2 %	39,00 %	12,75 %	19,05 %
2. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov pri vходу	26,0 %	50,54 %	18,26 %	5,2 %
3. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	7,0 %	16,00 %	23,00 %	46,00 %
4. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	16,0 %	42,77 %	28,94 %	12,29 %
5. Obz. 1144 m (Terezi-jin rov) pri nadkopu	4,32 %	7,23 %	9,68 %	78,77 %
6. Odkop na medobzorju 1158 m	20,0 %	58,83 %	14,74 %	6,43 %

Dokaj večja so sfaleritna zrna, ki nastopajo skupno z galenitom v poznodiagenetskem dolosparitu ali v poznodiagenetskih in epigenetskih dolomitnih žilicah (tabla 4, sl. 3, 4).

Sfalerit zapolnjuje v glavnem intergranularne pore dolomita, zato je njegova oblika večinoma zelo nepravilna (tabla 4, sl. 5, 6). Zrna so zelo razvejana in močno zraščena z dolomitnimi zrni. Razen sfalerita je v intergranularnih porah tudi precej organske substance, ki je v dokajšnji meri preprečila rast sfaleritnih kristalov. Intergranularne zapolnitve so nastale v glavnem v zgodnji fazi diageneze, in sicer po zgodnjediagenetski dolomitizaciji in nastanku piritnih framboidov. Zelo pogosto najdemo namreč dobro ohranjene piritne

framboide sredi sfaleritnih zrn (tabla 8, sl. 1). Skraja jih je bilo še mnogo več, vendar so bili prekristalizirani v drobne pentagondodekaedrske kristalčke.

V splošnem sfalerit mnogo manj teži k idiomorfizmu kot galenit, pirit in markazit. Zbirna kristalizacija se kaže pri sfaleritu predvsem v obliki kopičenja zrn v skupke ali polja nepravilnih oblik (tabla 5, sl. 1, 2; tabla 14, sl. 3).

Vse kaže, da je bil najstarejši sfalerit izločen tudi v obliki okroglih zrn, velikih le nekaj mikronov, ki jih najdemo pogosto še v piritnih in markazitnih kristalih (tabla 5, slike 3 do 6). Podobno kot piritni framboidi prehajajo v pentagondodekaedre, prehajajo sfaleritna okrogla zrna v drobne rombododekaedrske kristale.

Možno je, da so okrogla zrna produkt direktne precipitacije skupno s karbonatno usedlino, vendar je še vprašanje, v kakšni obliki so se izločila; karbonatni, sulfatni ali sulfidni. Glede na plitvomorsko sedimentacijo izključujem sulfid. Preostajajo nam torej le sulfatna, karbonatna in pri svincu eventualno kloridna oblika. Topnost omenjenih cinkovih spojin kaže tabela 4.

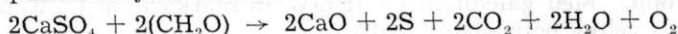
Tabela 4
Topnost sulfatov in karbonatov, cinka, svinca in železa
v vodi pri 18°C v g/l (Smirnov, 1954)

ZnSO ₄	531,2
Pb SO ₄	0,041
FeSO ₄	157,0
ZnCO ₃	0,04
PbCO ₃	0,001

ZnSO₄ je zelo topen in je poleg tega stabilen, ker ne hidrolizira niti oksidira ali reducira. Neobstojeen je edinele v karbonatnem okolju, kjer reagira s karbonati in bikarbonati ter preide v smithsonit z nizko topnostjo in to po naslednji poenostavljeni kemični enačbi:



Z bakterijsko pretvorbo sadre v kalcit se sprosti žveplo za nastanek sulfidov. To pretvorbo prikazujeta Sanders in Friedman (1967, str. 192) z naslednjo poenostavljeno enačbo:



Nastajajoči H₂S tvori s prisotnimi kovinami sulfide. V našem primeru so nastali piritni framboidi in sfalerit. Da lahko z bakterijskim delovanjem iz smithsonita nastane sfalerit, sta dokazala Baas-Becking in Moore (1961) z laboratorijskimi poizkusi.

Kolikor so okrogla zrna nastala med sedimentacijo, so prešla v sulfidno obliko v zgodnji fazi diageneze. Za takšno predpostavko govorita dve zelo drobni sfaleritni kroglici v piritnem framboidu na sliki 16 in na tabli 8, sl. 3. Ostala sfaleritna zrna so nastala pri nadaljnji zbirni kristalizaciji in metasomatozi (tabla 5, sl. 1—3) proti koncu zgodnje diageneze in v pozni diagenezi. Nemalokrat zasledimo sfaleritna zrna z dolomitnim jedrom (tabla 6, sl. 1). V nekaterih primerih gre za različne stopnje nadomeščanja dolomitnih kristalov, v drugih pa za nastanek idioblastov. Najmlajša generacija sfalerita je vezana na poznodiagenetske ali epigenetske bele dolomitne žilice. Od drugih sfaleritnih

zrn se razlikuje po barvi, obliki in sestavi. Ta sfalerit je rumenkasto rjav, medtem ko je ostali siv. Samo pri tem sfaleritu najdemo tudi idiomorfne kristalne oblike. Z mikrosondo je profesor Ottemann iz Heidelberga našel razlike v kemični sestavi med debeložrnatim rumenkasto rjavim in drobnožrnatim sivim sfaleritom, ki so razvidne iz tabele 5.

Tabela 5

Kemična sestava zgodnjiadiagenetskega (1) in poznodiagenetskega sfalerita (2), določena z mikrosondo (Ottemann, Heidelberg)

	Drobnožrnati sivi sfalerit (1)	Debeložrnati rumen- kasto rjavi sfalerit (2)
Fe	0,12 %	0,10 %
Cu	0,03 %	0,01 %
Cd	0,33 %	0,23 %
In	0,44 %	0,04 %

Vrstni red kristalizacije v dolomitnih žilicah je navadno drobnožrnati dolomit, debeložrnati dolomit, sfalerit, galenit in ponovno dolomit.

Galenit je v anizičnem dolomitu zelo razpršen. Nikjer ni v takšnih koncentracijah, kakršne srečujemo na primer v wettersteinskem apnencu. Povečini se javlja v obliki 1 do 5 mm velikih kubičnih kristalov-idioblastov (tabla 6, sl. 2, 3, 4 in 6). Slednji se kažejo včasih samo kot kali večjih kristalov, v katere bi se razvili v primeru večje cirkulacije porne raztopine.

Galenit je v glavnem produkt poznodiagenetskih metasomatskih procesov v kamenini, ki je bila že kolikor toliko trdna. V dovolj porozni kamenini so se lahko razvili popolni idiomorfni kristali, v manj porozni pa nepopolni meta-kristali. V galenitu najdemo nič koliko ostankov dolomita, sfalerita in pirita. Ker so bile porne raztopine bolj kisle, je razumljivo, da so bile proti dolomitu bolj agresivne kot proti sfaleritu ali piritu, katerih zrna so ostala v mnogih primerih nedotaknjena, oziroma so bila samo obdana z galenitom (tabla 6, sl. 6).

Galenitne kristale nemalokrat obdaja tanjši ali debelejši ovoj markazitnih kristalov (tabla 6, sl. 3 in 6), kar lahko pripišemo elektrokemičnim procesom v porni raztopini. Med galenitom (+ 15 mV) in markazitom (+ 37 mV) obstaja namreč dovolj velika potencialna razlika.

Razen v idiomorfni kristalih se pojavlja galenit tudi v dveh ksenomorfni oblikah: kot metasomatska nadomeščanja in infiltracije ter kot zapolnitve votlinic ali žilic (tabla 6, sl. 5). V prvem primeru je bil nadomeščen predvsem dolomit, medtem ko so se sfaleritna in piritna zrna ohranila kot vključki. V vseh preiskanih vzorcih je galenit vedno mlajši od sfalerita. Redno je vezan na poznodiagenetski, debeložrnati dolomit. Tudi ko zapolnjuje votlinice ali žilice, je paragenetsko zaporedje: dolomit, sfalerit, galenit (tabla 7, sl. 2).

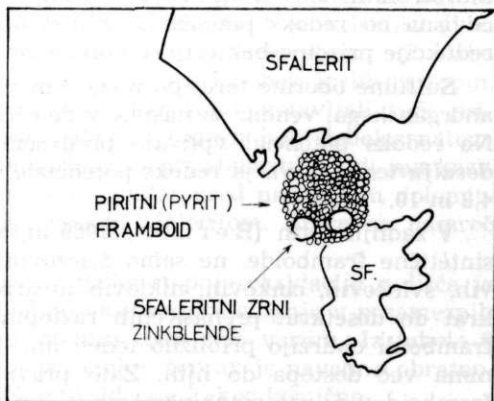
Pirit spremlja cinkovo laminarno rudo in tudi svinčevo-cinkovo impregnacijsko rudo. Pojavlja se predvsem v obliki framboidov ali kristalov pentagondodekaedra, kocke in bolj redko oktaedra. V cinkovi laminarni rudi so razpršena zelo drobna, 3 do 20 mikronov velika, več ali manj okrogla piritna zrnca. Veliko jih ima zelo lepo ohranjeno framboidno (malinovo) strukturo (tabla 8, sl. 1, 2 in 3). Večinoma so framboidi okrogli, toda nekateri kažejo oblike pentagondodekaedra. Iz tega sklepamo, da so tudi ostali drobni piritni

kristalčki mikronskih dimenzij nastali iz framboidov. Framboidna zrna najdemo največ v intergranularnem prostoru dolomita, vendar niso redki primeri, ko so sredi sfalerita (tabla 8, sl. 1). Med najpomembnejšimi geokemičnimi procesi v gornjih plasteh nekonsolidirane usedline je redukcija sulfatnega iona, ki jo povzročajo anaerobne bakterije. Pri tem nastali H_2S reagira z različnimi železovimi spojinami, predvsem z železovimi hidroksidi, ki so v vrhni plasti usedline navadno v koloidalni obliki. V prvi vrsti nastaja pirit.

Love (1964) je našel v recentnih sedimentih pirit povečini v obliki drobnih kroglic premera 5 do 6 mikronov, ki imajo framboidno strukturo. Lep primer recentnega framboidnega pirita nam kaže slika 17 (Gadow, 1970) iz blata plimskega pasu v zalivu Jade v Severnem morju. Tu so v usedlini od zgoraj navzdol ugotovili tri cone (van Straaten, 1954), hidrooksidno (= oksidno cono), monosulfidno in disulfidno (redukcijsko) cono. Debelina oksidne cone je odvisna od granulometrijske sestave usedline; v blatu znaša le nekaj milimetrov, v pesku pa več centimetrov. Monosulfidna cona je debela 20 do 40 cm, ponekod nekaj metrov. Po Schneiderhöhn (1923) so pi-

Sl. 16. Piritni framboid s sfaleritnima kroglicama (glej sl. 3 na tabli 8)

Abb. 16. Pyritframboid mit Zinkblendekügelchen (siehe Abb. 3 auf Tafel 8)



Sl. 17. Agregat pirita v recentnem blatu. Jadebusen — Severno morje (Gadow, 1970)

Abb. 17. Pyritaggregat im Wattenschlick von Jadebusen (Gadow, 1970)

ritni framboidi organskega porekla. Njihov nastanek je pripisal bakterijam, ki v svojih celicah kopičijo elementarno žveplo v obliki drobnih kapljic. Ko celica odmre, lahko žveplo s prisotnimi kovinami tvori sulfide. Neuhaus (1940) je opisal framboide kot psevdomorfoze po bakterijah. Drobni framboidi naj bi bili nastali iz žvepljenih bakterij skupine *Thiophysa volutans*, večji pa iz skupine *Thiophysa macrophysa*.

Tudi Fabricius (1961), ki je preiskal predvsem framboidni pirit kössen-skih plasti, mu je pripisal organsko poreklo in ga označil kot facialni indikator. Če je v kamenini poleg framboidov prisotna tudi bentonska favna (foramini-ferna ali ostrakodna), se po njegovem mnenju žveplene bakterije razvijajo v zgornjih plasteh usedline, če te favne ni, so bakterije prisotne že v vodi. Le v drugem primeru, ko je voda v spodnjih plasteh brez kisika, nastaja pravi sapropel.

O nastanku framboidov obstajajo tudi povsem drugi pogledi. Po Rustu (1935) in Bastinu (1950) so framboidi nastali iz gelastih kroglic železovega sulfida. Podobnega mnenja je tudi Amstutz (1967), ki pravi, da izvira okrogel obod framboidov iz koloidne kapljice gelastega železovega monosulfida, hidrotroilita. Po Degensu (1968) sta oblika in nastanek piritnih globul odvisna od redoks potenciala (Eh) v usedlini ali vodi in kapacitete sulfatne redukcije prisotne bakterijske populacije.

Sulfidne oborine torej po njegovem mnenju niso biološkega porekla, temveč anorganskega, vendar so nastale v določeni odvisnosti od bakterijske aktivnosti. Na redoks potencial vplivajo predvsem anaerobne bakterije. *Desulphovibrio desulfuricans* ustvarja redoks potenciala do -500 mV in živi lahko pri pH med 4,2 in 10.

V zadnjih letih (Berner, 1969 in Farrand, 1970) so uspeli dobiti tudi sintetične framboide, ne samo železovih, temveč tudi drugih sulfidov; bakro-vih, svinčevih, cinkovih, niklovih in arzenovih, in sicer z obarjanjem iz dva-krat do desetkrat prenasčenih raztopin žveplovega vodika. Po obarjanju se framboidi obdržijo približno teden dni, dlje pa samo v primeru, če raztopina nima več dostopa do njih. Zato pravi Farrand, da geološka ohranitev framboidov ni nič manj pomembna kot njihov nastanek. Čeprav mu je uspelo dobiti sulfidne framboide tudi v okolju brez bakterij, pripisuje organskim spojinam v usedlini vseeno ključno vlogo pri nastanku in posebno še pri ohranitvi framboidov.

V rudnih plasteh Tople najdemo piritne framboide v glavnem v intergranu-larnih porah zgodnjediagenetskega dolomita. Po tem lahko sklepamo, da so framboidi produkt zgodnje diageneze, ki je sledila neposredno dolomitizaciji. Najdemo jih v glavnem v porah z organsko substanco, kar se glede njihove ohranitve povsem ujema s Farrandovimi ugotovitvami. Sorazmerno pogosti so v sfaleritu, iz česar sklepamo, da je sfalerit precipitiral kmalu po nastanku framboidov, jih izoliral nasproti porni raztopini in jih na ta način ohranil. Framboidom lahko pripisujemo določeno katalitično aktivnost. Večji del framboidalnih zrn pa je kristaliziral v drobne pentagondodekaederske kristalčke.

Večji piritni kristali so navadno zraščeni z markazitom. Pirit je delno idio-morfen, delno pa tvori nepravilna polja, ki so močno zraščena z dolomitom, sfaleritom ali markazitom. Nemalokrat so tudi med seboj zraščena.

Sorazmerno pogosto najdemo okrog piritnega kristala (idiomorfne ali ksenomorfne) radialno nanizane prizmatične markazitne kristale (tabla 8, sl. 4). Posebnost anizične rude pa so drobna okrogla in rombododekaedrska sfaleritna zrna v piritnomarkazitnih poljih ali pa v idiomorfni kristalih. Med njimi najdemo pogosto tudi kristale (idicblaste) pirita, kakršne vidimo npr. na sliki 5 (tabla 5). Večji piritni kristali in piritno-markazitna polja so mlajši od piritnih framboidov, drobnih piritnih zrn in drobnozrnatega, predvsem intragranularnega sfalerita. Vezani so na bolj poznodiagenetsko metasomatsko fazo ali fazo prekristalizacije dolemita.

Markazit je posebno v plastoviti cinkovi rudi zelo pogost mineral. V posameznih plasteh ga je celo več kot sfalerita. Na oko ga vidimo kot drobno kroglico ($\varnothing$ 0,5 do 2 mm), pod mikroskopom pa spoznamo, da gre skoro vedno za skupek radialno žarkastih ali tudi nepravilno razvrščenih prizmatičnih kristalov (tabla 9). V večini primerov so dvojčične lamele tako lepo vidne kot na sliki 5 (tabla 8).

Podobno piritnim idioblastom ali galenitnim kristalom leže tudi markazitni v bolj debeložrnatem dolomitu. Zraščanje s piritom je, kot že omenjeno, sorazmerno pogosten pojav (tabla 9, sl. 2). Sprememb markazita v pirit, za kar so potrebne temperature 520 do 535 °C, nismo našli. Markazit je kristaliziral iz ionskih raztopin. Medtem ko precipitira pirit lahko v nevtralnem ali slabo kislem okolju, precipitira markazit pri nizki temperaturi iz bolj kislih raztopin. Zato je proti karbonatom tudi bolj agresiven, kar smo ugotavljali tudi pri galenitu. Okrog markazita je skoro vedno avreola čistega bolj debeložrnatega dolomita (tabla 8, sl. 6), česar nikoli ne zasledimo pri sfaleritu. Tudi markazit je nedvomno nastal v kasnejši fazi diageneze, vendar pred nastankom dolomitnih žilic s poznodiagenetskim ali epigenetskim sfaleritom. Žilice so namreč brez pirita in markazita.

Sekundarni minerali. Zaradi sorazmerno nizke stopnje oksidacije rudišča je oksidacijskih mineralov malo. Sicer pa lahko oksidacijska stopnja v posameznih delih rudišč in celo znotraj posameznih rudnih teles zelo variira. Iz tabele 6 vidimo, da je pri svincu precej višja kot pri cinku, čeprav je navadno obratno. Mikroskopske preiskave ne kažejo tolikšne oksidacije kakor kemične.

Tabela 6

Poprečen odstotek Pb in Zn v rudi in stopnja oksidacije pomembnejših rudnih teles v rudišču Topla

Rudno telo	Obzorje	Pb _{sk}	Pb _{ox}	Zn _{sk}	Zn _{ox}	$\frac{Pb_{ox}}{Pb} \cdot 100$	$\frac{Zn_{ox}}{Zn} \cdot 100$
1	1143 m	2,10	1,10	7,94	4,00	52,4	50,4
2	1143 m	2,36	0,90	3,10	1,36	38,1	43,9
3	1143 m	2,00	0,60	9,90	1,40	30,0	14,1
4	1143 m	0,10	0,01	10,73	1,31	10,0	12,2
5	1073 m	3,60	0,90	4,45	0,85	25,0	19,1

(Analitiki: Kaker, Hancman — Mežica)

Galenitna in sfaleritna zrna so povečini zelo čista, skoraj brez znakov oksidacije. Rudni telesi 1 in 2 sta izjemno močno oksidirani, vendar ne povsod

enako. Večjo stopnjo oksidacije galenita pripisujem večji razdrobljenosti kame-nine, ki je omogočila večjo cirkulacijo vadoznih vod.

V starih rudarskih delih najdemo precej hidrocinikita, ki tvori skupno s kalcitom in aragonitom bele skorje in kratke kapnike. Galenit je v starih odkopih prevlečen z drobnimi anglezitivimi kristalčki, podobnimi plesni. Greenockit najdemo tu in tam kot rumenkasto zelen oprh na sfaleritu. V tektonsko bolj porušeni ali razpokani kamenini so pogostne tudi večje količine limonita in goethita, tu in tam tudi cerusita in smithsonita, zelo redek pa je vulfenit.

Teksturne in strukturne značilnosti rude

Malo je cinkovo-svinčevih rudišč, ki hranijo o svojem sedimentnem poreklu toliko zanesljivih dokazov kot Topla. Da je bilo mnogo polemike o nastanku alpskih ladinskih rudišč, se niti ne smemo čuditi, saj kažejo sorazmerno malo primarnih sedimentnih tekstur in struktur, ker so povečini nastale v pozni diagenezi in epigenezi.

Sedimentne texture so za interpretacijo geneze rudonosnih kamenin izredno pomembne. Pravilna identifikacija texture nam omogoča spoznati ne samo pogoje nastanka kamenine, temveč tudi nastanek rudnih mineralov v njej. V Topli ločimo po mineralni sestavi, količinskem razmerju svinca in cinka ter po strukturnih in teksturnih značilnostih v glavnem dvoja vrst rud: plastovito rudo z različnimi dobro ohranjenimi sedimentnimi teksturami in strukturami ter impregnacijsko v manjšem obsegu tudi žilno-impregnacijsko rudo v dolosparitu.

Kot v večini drugih svinčevo-cinkovih rudišč, tudi v Topli rudne plasti nimajo velike horizontalne razsežnosti, temveč zapolnjujejo podolgovate kotanje ali lijakaste vdolbine v dolomitu. Sestoji iz laminarnega dolomikrita (0,05 mm), drobnozrnatega dolosparita (0,05 do 0,1 mm), intraklastičnega dolomikrita in intraformacijske breče. Ponekod je tudi precej glinaste ali laporaste substance, ki vsebuje celo do 25 % cinka.

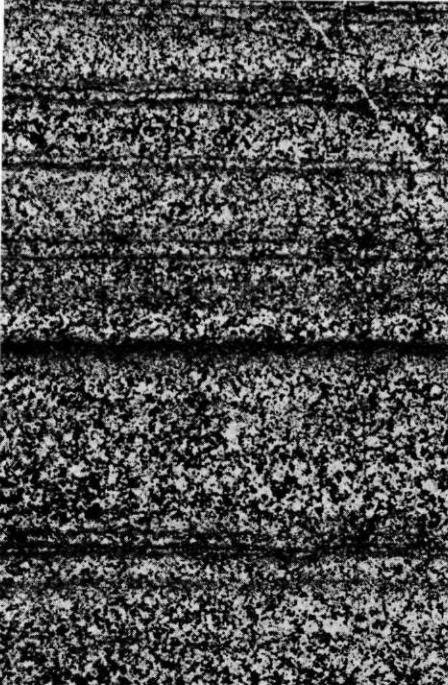
Rudonosni laminarni dolomikrit sestoji iz plasti, debelih 0,5 do 3 mm z različno granulometrijsko sestavo, koncentracijo sulfidnih mineralov ter z različno količino organske in glinaste substance. Od teh primesi je odvisna tudi barva kamenine oziroma posamezne plasti. Jalovi dolomitni vložki oziroma deli plasti in črni odlomki intraformacijske breče so zaradi organskih primesi in drobno razpršenega pirita črni, s sfaleritom bogate plasti pa so sive. Laminarni dolomit kaže znake postopne zrnivosti (sl. 18), ki je nastala z usedanjem materiala iz granulometrijsko heterogene suspenzije. V splošnem vsebuje drobnozrnati dolomit le drobna sulfidna zrna, debelozrnati dolomit pa drobna in debela sulfidna zrna. Vse kaže, da je zrnavost dolomita in sulfidnih mineralov odvisna od glinastih in organskih primesi, ki so nedvomno omejevale cirkulacijo pornih raztopin in s tem tudi zbirno kristalizacijo, naj si bo dolomita ali sulfidnih mineralov. Na ta način je nastala tudi lažna postopna zrnavost sulfidnih mineralov, ki po mojem mnenju ne nastane z mehansko akumulacijo sulfidnih kristalov, kot to razlaga Schulz (1965) na primerih rudnih ritmitov v grabenskem revirju, temveč z rastjo kristalov oziroma sulfidnih agregatov med diagenezo.

Zrnavost sulfidnih zrn je odvisna od:

1. granulometrijske sestave primarne usedline pred dolomitizacijo, delno pa tudi od zrnivosti dolomita,
2. sestave in homogenosti usedline,
3. vrednosti pH in Eh porne raztopine,
4. mobilnosti porne raztopine v usedlini,
5. trajanja diageneze, predvsem pa od tiste faze diageneze, v kateri je sulfid nastal.

Navedeni faktorji so več ali manj v medsebojni odvisnosti. Mobilnost raztopine je nedvomno odvisna od granulometrijske in mineralne sestave usedline. Z dolomitizacijo usedline se poroznost še poveča, pri popolni celo za 12 do 14 %. Mineralna sestava predvsem odloča o trajanju diageneze. Diageneza glinaste usedline hitreje napreduje, kamenina sicer še ni trdna, vendar sorazmerno hitro doseže svoj predmetamorfni stadij. Če pogledamo bolj podrobno rudne ritmite, oziroma rudo z dobro ohranjeno sedimentno strukturo v triadnih karbonatnih kameninah, vidimo:

1. da gre za nehomogen paralelni skupek dolomita, sfalerita in pirita ali dolomita, galenita, sfalerita in pirita ter bituminoznih glinastih vložkov, vzporednih s plastovitostjo,

	☒ dolomitnih zrn ☒ Dolomitkörner (mm)	☒ sfaleritnih zrn ☒ Zinkblendekörner (mm)
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,05	0,01 - 0,04
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,06	0,01 - 0,04
	0,02 - 0,08	0,01 - 0,2
	0,01 - 0,06	0,02 - 0,06
	0,01 - 0,06	0,01 - 0,04
	0,03 - 0,1	0,01 - 0,1
	0,006 - 0,04	0,006 - 0,02
	0,02 - 0,1	0,01 - 0,1
	0,04 - 0,2	0,02 - 0,1
	0,02 - 0,05	0,01 - 0,08
	0,04 - 0,2	0,02 - 0,1

Sl. 18. Laminarni rudonosni dolomit s sfaleritom. Topla, 9 × povečano
Abb. 18. Erzrhythmit mit Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 9 ×

Besedilo k slikam

Tafelerklärung

Tabla 1 — Tafel 1

Sl. 1. Tankoplastoviti mikritni apnenec spodnjega horizonta anizičnih plasti ob gozdni cesti pod Matvozom, 1,5 km jugovzhodno od Črne na Koroškem

Abb. 1. Dünnschichtiger Kalkmikrit der unteren anisischen Gesteinsserie an der Waldstrasse unterhalb von Matvoz, 1,5 km südöstlich von Crna

Sl. 2. Peletni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Peleti sestojе iz mikritnega apnenca, deloma pa iz dolosparita. Spodnji anizični horizont, Topla, obzorje 1143 m. 12 × povečano

Abb. 2. Pillenkalk mit Kalksparitzement. Die Pillen bestehen aus Kalkmikrit, zum Teil aus Dolosparit. Untere anisische Gesteinsserie, Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 12 ×

Sl. 3. Detritni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Detritus sestoji iz dobro sortiranih in različno zaobljenih zrn mikritnega apnenca in fosilnih drobcev. Spodnji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m, levi presek. 2 × povečano

Abb. 3. Detrituskalk mit Kalksparitzement. Das Detritus besteht aus gut sortierten und verschieden abgerundeten Kalkmikritkörner und aus Fossilüberresten. Untere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 2 ×

Sl. 4. Detritni apnenec s kalcitnim sparitnim cementom. Detritus je slabo sortiran, sestoji iz fosilnih drobcev in različno zaobljenih zrn mikritnega apnenca. Spodnji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m, prvi levi prečnik. 10 × povečano

Abb. 4. Detrituskalk mit Kalksparitzement. Detritus ist schlecht sortiert, es besteht aus Fossilüberresten und verschieden abgerundeten Kalkmikritkörner. Untere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m, erster linker Querschlag. Vergrößerung 10 ×

Sl. 5. Mikritni apnenec s fosilnim drobirjem. Sestoji iz krinoidnih členov in drobcev, školjčnih in drugih lupinic. Topla, obzorje 1143 m, prvi levi prečnik. 10 × povečano

Abb. 5. Kalkmikrit mit Fossildetritus von Crinoiden-Segmente, Muschel- und sonstige Schalen. Topla, Lauf 1143 m, erster linker Querschlag. Vergrößerung 10 ×

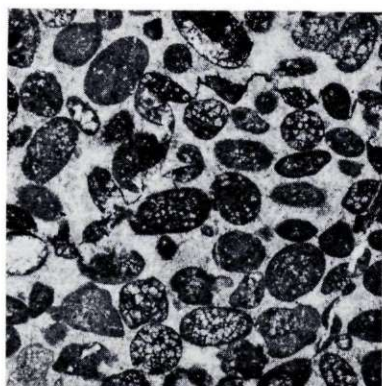
Sl. 6. Pasoviti dolomit srednjega dolomitnega horizonta anizične stopnje. Plasti sestojе iz sivkastorjavega srednjezrnatega dolosparita, ki se menjava z belim srednje do debelozrnatim dolosparitom. Topla, obzorje 1073 m, 2. desni prečnik

Abb. 6. Gebänderter Dolomit der mittleren Gesteinsserie des anisischen Schichtpackets. Die Schichtfolge besteht aus graubraunen mittelkörnigen und weissen mittel- bis grobkörnigen Dolospariten. Topla, Lauf 1073 m, 2. rechter Querschlag

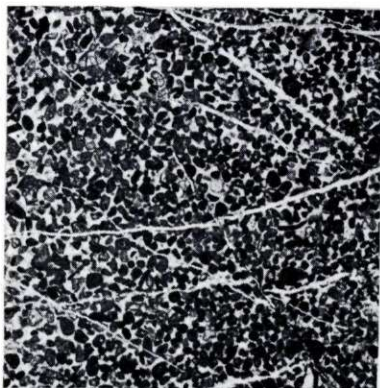
Tabla 1 — Tafel 1



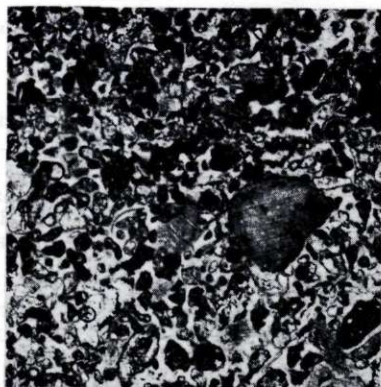
1



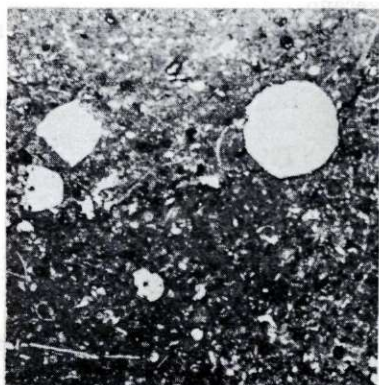
2



3



4



5



6

Tabla 2 — Tafel 2

Sl. 1. Conarni dolomitni kristal belega debeložrnatega dolosparita. Med navzkrižnimi nikoli zapažamo vzporedno s conarno zgradbo mikritizacijo dolomitnega kristala. V zgornjem delu slike je dolomit milonitiziran. Srednji anizični horizont. Topla, obzorje 1143 m. 8 × povečano

Abb. 1. Dolomitkristal mit Zonarbau des weissen grobkörnigen Dolosparits. Unter gekreuzten Nicols ist eine Mikritisierung parallel zum Zonarbau des Dolomitkristalls bemerkbar. Im oberen Teil der Abbildung ist der Dolomit milonitisiert. Mittlere anisische Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 8 ×

Sl. 2. Srednježrnati dolosparit. Sestoji večidel iz ksenomorfih dolomitnih zrn. Intergranularne pore so zapolnjene z organsko substanco. Topla, obzorje 1143 m. 50 × povečano

Abb. 2. Mittelkörniger Dolosparit mit vorwiegend xenomorphen Dolomitkörner. Der intergranuläre Porenraum ist mit organischer Substanz gefüllt. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 50 ×

Sl. 3. Dolomitizacija krinoidnega člena. Srednji dolomitni horizont. Topla, obzorje 1143 m. 42 × povečano

Abb. 3. Dolomitisation eines Crinoiden-Segments. Mittlere Gesteinsserie. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 42 ×

Sl. 4. Apnenec z rožencem zgornjega anizičnega horizonta. Topla, severno od kmetije Fajmut

Abb. 4. Kieselkalk der oberen anisischen Gesteinsserie. Topla, nördlich vom Bauernhof Fajmut

Sl. 5. Delno kalcitizirana kremenasta spikula v mikritnem apnencu zgornjega anizičnega horizonta v Topli. 40 × povečano

Abb. 5. Zum Teil calcitisierte Kieselschwammnadel im Kalkmikrit der oberen anisischen Gesteinsserie von Topla. Vergrößerung 40 ×

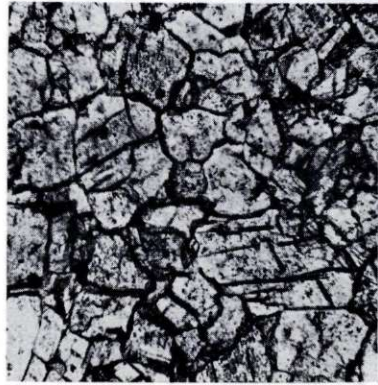
Sl. 6. Idiomorfni dolomitni kristali v rožencu mikritnega apnenca zgornjega anizičnega horizonta v Topli. 4 × povečano

Abb. 6. Idiomorphe Dolomitkristalle im Hornstein des Kalkmikrits der oberen anisischen Gesteinsserie von Topla. Vergrößerung 4 ×

Tabla 2 — Tafel 2



1



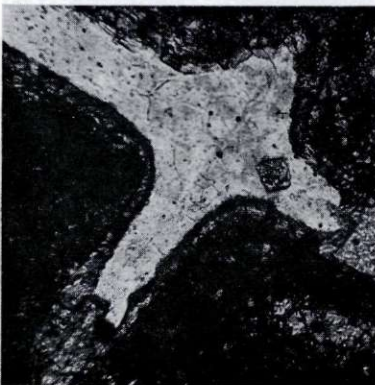
2



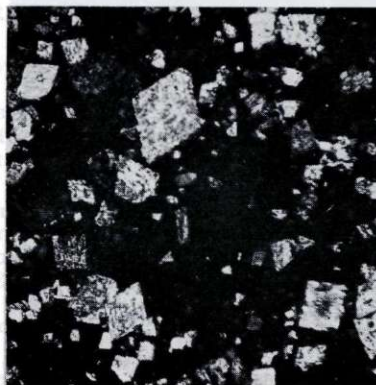
3



4



5



6

Tabla 3 — Tafel 3

Sl. 1. Rudonosni brečasti in laminarni dolomikrit z obremenitveno teksturo. Črni odlomki so sterilni, vsebujejo pa organske primesi in zelo drobna piritna zrna. Siva osnova laminarnega dolomikrita in breče je bogata s sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. Približna naravna velikost

Abb. 1. Brecciöser und laminierter Erzdolomikrit mit »Load cast«. Die schwarzen Bruchstücke sind steril, sie enthalten organische Substanz und sehr feinkörnigen Pyrit. Die graue Matrix des laminierten Dolomikrits und Breccie ist reich an Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Natürliche Grösse

Sl. 2. Rudonosni intraklastični dolomikrit s sfaleritom (črn). Topla, obzorje 1143 m. 5 × povečano

Abb. 2. Intraklastdolomikrit mit Zinkblende (schwarz). Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 5 ×

Sl. 3. Sterilni dolomikritni intraklast v laminarnem rudonosnem dolomikritu, bogatem s sfaleritom in piritom (črna zrna). Topla, obzorje 1143 m. 5 × povečano

Abb. 3. Steriler Dolomikritintraklast im laminierten Erzdolomikrit mit Zinkblende und Pyrit (schwarze Körner). Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 5 ×

Sl. 4. Sterilni dolomikritni intraklast v rudonosnem laminarnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 4 × povečano

Abb. 4. Steriler Dolomikritintraklast im laminierten Erzdolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 4 ×

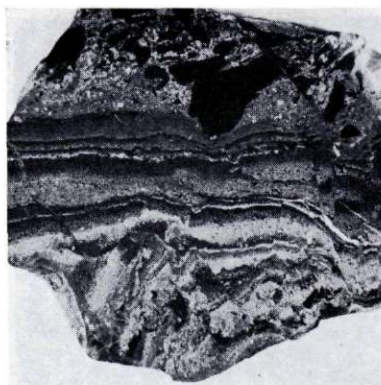
Sl. 5. Obremenitvena tekstura v laminarnem rudonosnem dolomikritu. Sfaleritna in piritna zrna (bela) so zelo drobna, markazitna so večja. Organska substanca (črna) je nakopičena vzdolž stilolitnih šivov in na površjih posameznih plasti. Topla, obzorje 1143 m. 9 × povečano

Abb. 5. »Load-cast« Struktur im laminierten Erzdolomikrit. Zinkblende und Pyrit (weiss) sind feinkörnig, Markasit kommt in grösseren Kristallen vor. Entlang Styolithen und Oberflächen der Feinschichtung ist organische Substanz angereichert. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 9 ×

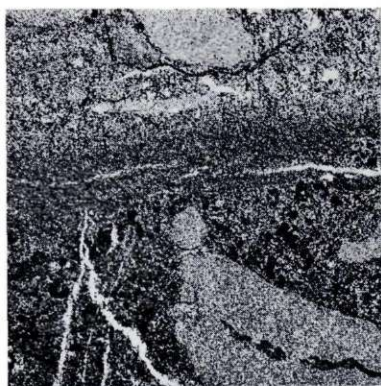
Sl. 6. Intraklastični dolomikrit z bogato orudeno dolomikritno osnovo. Topla, obzorje 1143 m. 15 × povečano

Abb. 6. Intraklastdolomikrit mit reichvererzter Dolomikritmatrix. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 15 ×

Tabla 3 — Tafel 3



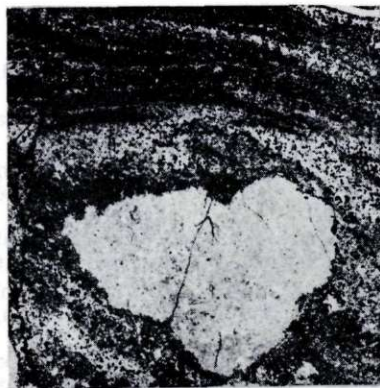
1



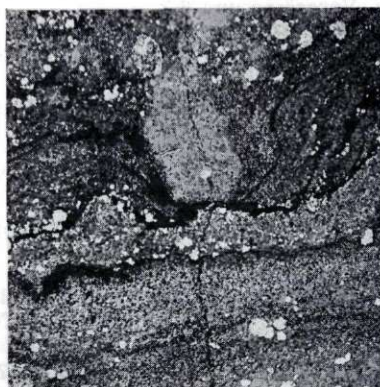
2



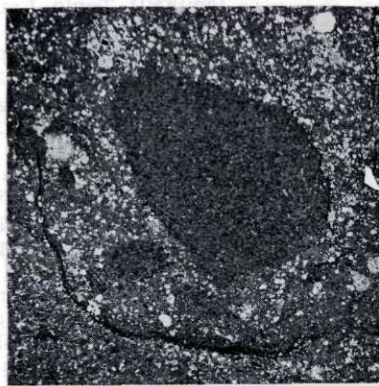
3



4



5

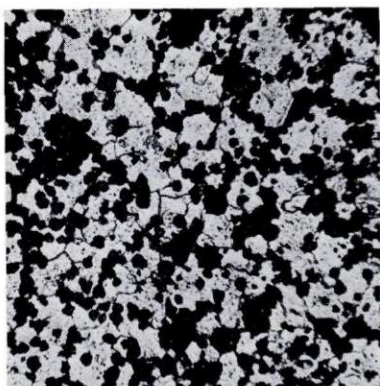


6

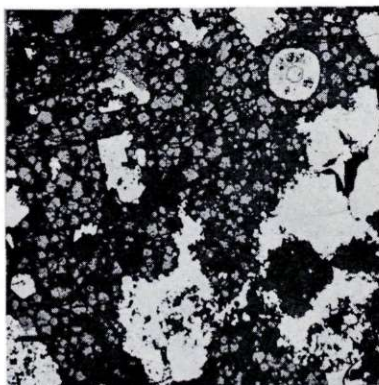
Tabla 4 — Tafel 4

- Sl. 1. Impregnacija drobnozrnatega sfalerita v dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m.
124 × povečano
- Abb. 1. Imprägnation feinkörniger Zinkblende im Dolomikrit. Topla, Lauf 1143 m.
Vergrößerung 124 ×
- Sl. 2. Impregnacija drobnozrnatega sfalerita (sivo) v združbi z galenitom, piritom in markazitom v laporastem dolomitu. Topla, obzorje 1073 m. 21 × povečano
- Abb. 2. Imprägnation feinkörniger Zinkblende (grau) in Gesellschaft mit Bleiglanz, Markasit, und Pyrit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 21 ×.
- Sl. 3. Debelozrnati sfalerit v poznodiagenetski ali epigenetski dolomitni žilici, vzporedni s plastovitostjo, kar je vidno tudi iz zapolnjene votlinice (vodne tehtnice) v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano
- Abb. 3. Grobkörnige Zinkblende und Dolomit als spätdiagenetische oder epigenetische Kluftausfüllung, die parallel mit der Schichtung verläuft (siehe Wasserwaage im Dolomikrit). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×
- Sl. 4. Sfalerit v poznodiagenetski ali epigenetski dolomitni žili. Topla, obzorje 1143 m.
11 × povečano
- Abb. 4. Zinkblende in einer spätdiagenetischen oder epigenetischen Dolomitader. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 11 ×
- Sl. 5. Zgodnjediagenetska intergranularna zapolnitev dolomita s sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. 380 × povečano
- Abb. 5. Frühdiagenetische intergranuläre Ausfüllung von Zinkblende im Dolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 380 ×
- Sl. 6. Zgodnjediagenetska intergranularna zapolnitev in delno nadomeščanje dolomikrita s sfaleritom. V intergranularnih porah je tudi organska substanca (črna). Topla, obzorje 1143 m. 380 × povečano
- Abb. 6. Intergranuläre frühdiagenetische Ausfüllung organischer Substanz und Zinkblende im Dolomikrit. Zum Teil sind schon metasomatische Verdrängungen vorhanden. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 380 ×

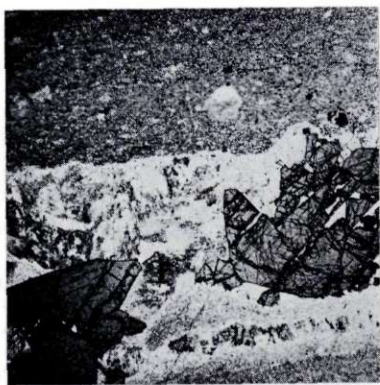
Tabla 4 — Tafel 4



1



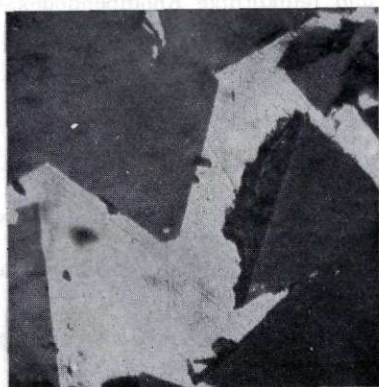
2



3



4



5

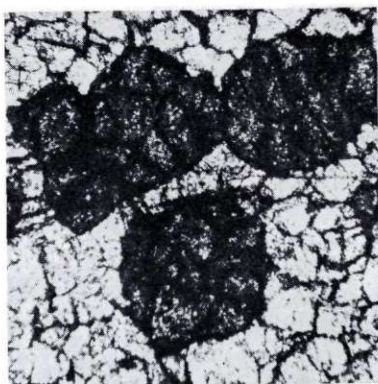


6

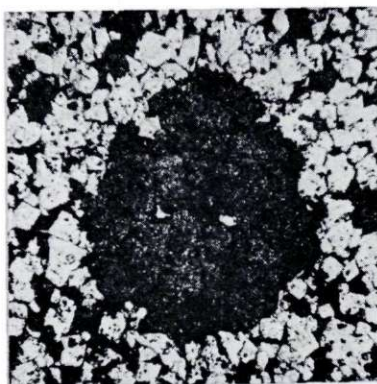
Tabla 5 — Tafel 5

- Sl. 1. Sfalеритni skupki v dolomikritu. Topla, medobzorje 1158 m. 110 × povečano
 Abb. 1. Zinkblendeaggregate im Dolomikrit. Topla, Zwischenlauf 1158 m. Vergrößerung 110 ×
- Sl. 2. Skupek sfaleritnih zrn ter intergranularno razvrščen sfalerit v dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 110 × povečano
 Abb. 2. Dolomikrit mit intergranulär verteilter Zinkblende und einer Anhäufung grösserer Anzahl von Zinkblendekörner entstanden entweder durch Sammelkristallisation oder Verdrängungsvorgänge. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 110 ×
- Sl. 3. Metasomatsko sfaleritno polje (sivo) s piritno lečo (belo) v kateri so drobne sfaleritne kroglice in drobni rombododekaederski kristalčki (sivi). Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 3. Metasomatische Zinkblendeanreicherung (grau) mit Pyritlinse (weiss) in welcher sich sehr feine Zinkblendekügelchen und feinkörnige Rhombendodekaeder-Kristalle befinden (graue). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 4. Pirit (bel) s sfaleritnimi kroglicami (sive), ki so povečini kristalile v rombododekaederske kristalčke. Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 4. Pyrit (weiss) mit Zinkblendekügelchen (grau), die vorwiegend in kleine Rhombendodekaeder-Kristalle umkristallisiert sind. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 5. Metakristali pirita s sfaleritnimi kroglicami in drobnimi rombododekaederskimi kristalčki. Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano
 Abb. 5. Pyritidioblaste mit Zinkblendekügelchen und kleine Rhombendodekaeder-Kristalle. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×
- Sl. 6. Delno okrogla, delno že izkristalizirana sfaleritna zrna (temno siva) v piritu (svetlo siv). Topla, obzorje 1143 m. 500 × povečano
 Abb. 6. Zum Teil runde, zum Teil kristallisierte Zinkblendekörner (dunkelgrau) im Pyrit (hellgrau). Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 500 ×

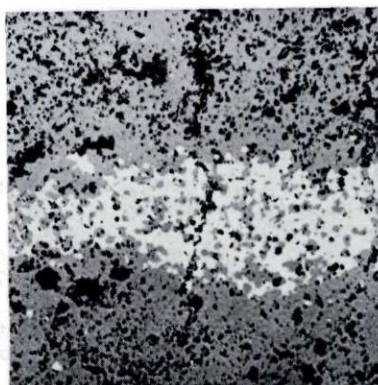
Tabla 5 — Tafel 5



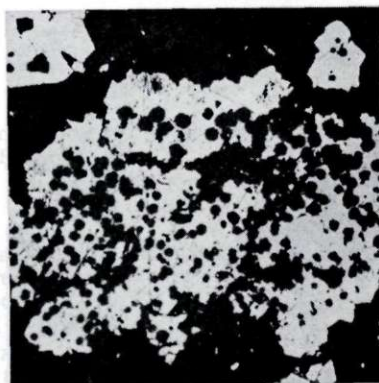
1



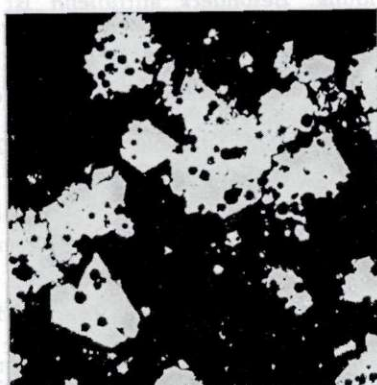
2



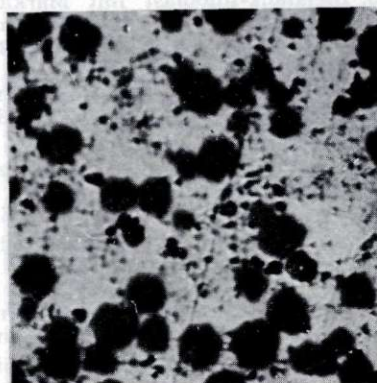
3



4



5



6

Tabla 6 — Tafel 6

Sl. 1. Mikrokokardni sfalerit z dolomitnim jedrom. Premer zrn je 30 do 60 mikronov.
Topla, obzorje 1143 m. 200 × povečano

Abb. 1. Mikrokokarde Zinkblende mit Dolomitkern. Der Korndurchmesser beträgt
30 bis 60 Mikronen. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 200 ×

Sl. 2. Del piritno-markazitne leče (bela zrna) v sfaleritni impregnacijski rudi (siva
zrna). V levem zgornjem kotu je galenitni metakristal. Topla, obzorje 1073 m. 70 ×
povečano

Abb. 2. Teil einer Pyrit-Markasitlinse (weisse Körner) im Zinkblendeimprägnation-
serz (graue Körner). In der oberen linken Ecke befindet sich ein Bleiglanz-Idioblast.
Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 70 ×

Sl. 3. Metakristal galenita z markazitnim ovojem. Velika je razlika nasproti drobno-
zrnatemu ksenomorfne sfaleritu (siva zrna). Topla, obzorje 1073 m. 14 × povečano

Abb. 3. Bleiglanz-Idioblast mit Markasitumrandung. Besonders auffallend ist der
Unterschied gegenüber die feinkörnigen und xenomorphen Zinkblendekörner (graue).
Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 14 ×

Sl. 4. Idiomorfni metakristali galenita, razpršeni v srednjezrnatem dolosparitu. Topla,
obzorje 1143 m. 60 × povečano

Abb. 4. Idiomorphe Bleiglanzidioblaste im mittelkörnigen Dolosparit. Topla, Lauf
1143 m. Vergrößerung 60 ×

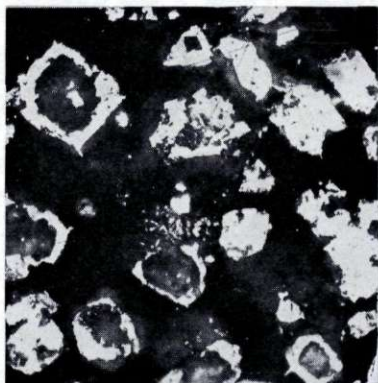
Sl. 5. Infiltracija galenita (bel) v sfaleritu (siv). Topla, obzorje 1143 m. 60 × povečano

Abb. 5. Bleiglanzinfiltrierung in der Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung
60 ×

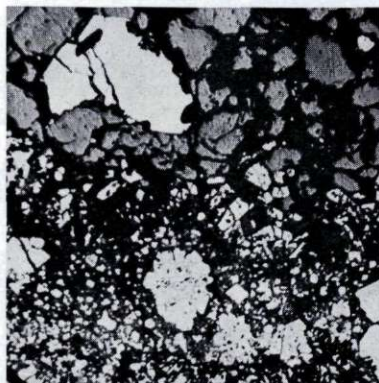
Sl. 6. Idiomorfni galenitni kristal z markazitnim ovojem. V galenitu so ostanki dolo-
mitnih, piritnih in sfaleritnih zrn. Topla, obzorje 1073 m. 60 × povečano

Abb. 6. Idiomorpher Bleiglanzkristall mit Markasitumrandung. Im Bleiglanz sind noch
Überreste von Dolomit-, Pyrit- und Zinkblendekörner vorhanden. Topla, Lauf 1073 m
Vergrößerung 60 ×

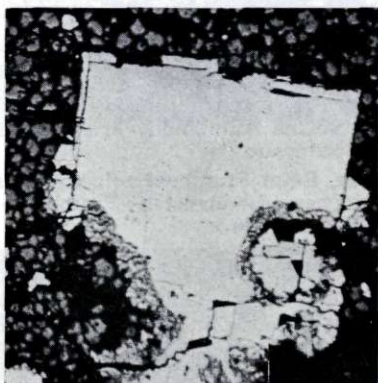
Tabla 6 — Tafel 6



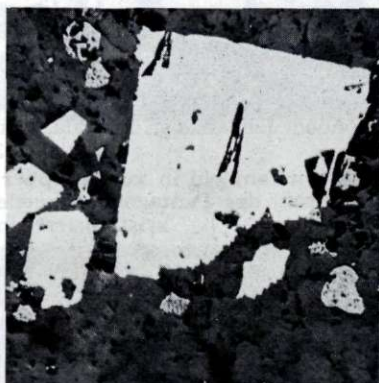
1



2



3



4



5



6

Tabla 7 — Tafel 7

Sl. 1. Bogata svinčevo-cinkova ruda v laporastem dolomitu. Sfalerit — siv, drobnnozrnat, galenit — bel; markazit in delno pirit — rumen. Topla, obzorje 1073 m. 5 × povečano

Abb. 1. Reiches Blei-Zinkerz im Mergeldolomit. Zinkblende — grau und feinkörnig; Bleiglanz — weiss; Markazit und zum Teil auch Pyrit — gelb. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 5 ×

Sl. 2. Poznodiaogenetska rudna žilica (debela 0,5 mm) z dolomitom, sfaleritom in galenitom. Po istem vrstnem redu so omenjeni minerali tudi kristalizirali. Sfalerit (drobna rjava zrna) v dolomitni osnovi je nastal v fazi zgodnje diageneze. Topla, obzorje 1143 m. 57 × povečano

Abb. 2. Spätdiagenetischer Erzgang (0,5 mm mächtig) mit Dolomit, Zinkblende und Bleiglanz. Nach der selben Reihenfolge verlief auch die Kristallisation. Die feinkörnige Zinkblende der Dolomitmatrix entstand im frühdiaogenetischen Stadium. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 57 ×

Tabla 8 — Tafel 8

Sl. 1. Piritni framboid v ksenomorfem sfaleritu. Pri framboidu se že kažejo obrisi pentagondodekaederskega kristala, v katerega je večina framboidov kristalilo. Topla, obzorje 1143 m. 500 × povečano

Abb. 1. Pyritframboid in xenomorpher Zinkblende. Beim Framboid zeigen sich schon die Konturen des Pentagondodekaeders im welchen die meisten Framboide umkristallisiert sind. Vergrößerung 500 ×

Sl. 2. Skupina piritnih framboidov v rudonosnem dolomikritu z impregnacijami ksenomorfne sfalerita. Topla, obzorje 1143 m. 540 × povečano

Abb. 2. Pyritframboide im Dolomikrit mit xenomorphen Zinkblendekörner. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 540 ×

Sl. 3. Piritni framboid s sfaleritnima kroglicama premera 3 mikronov. Ksenomorfna sfaleritna zrna (siva) deloma zapolnjujejo intergranularne pore, deloma pa so zamenjala dolomitna zrna. Topla, obzorje 1143 m. 410 × povečano

Abb. 3. Zinkblendekügelchen mit einem Durchmesser von 3 μ im Pyritframboid. Die xenomorphen Zinkblendekörner füllen zum Teil den Porenraum aus, zum Teil haben sie auch den Dolomit verdrängt. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 410 ×

Sl. 4. Ksenomorfni pirit, obraščen z markazitnimi kristali. Vmes so ksenomorfna sfaleritna zrna (siva). Topla, obzorje 1073 m. 50 × povečano

Abb. 4. Xenomorpher Pyrit umwachsen mit Markasitkristalle. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 50 ×

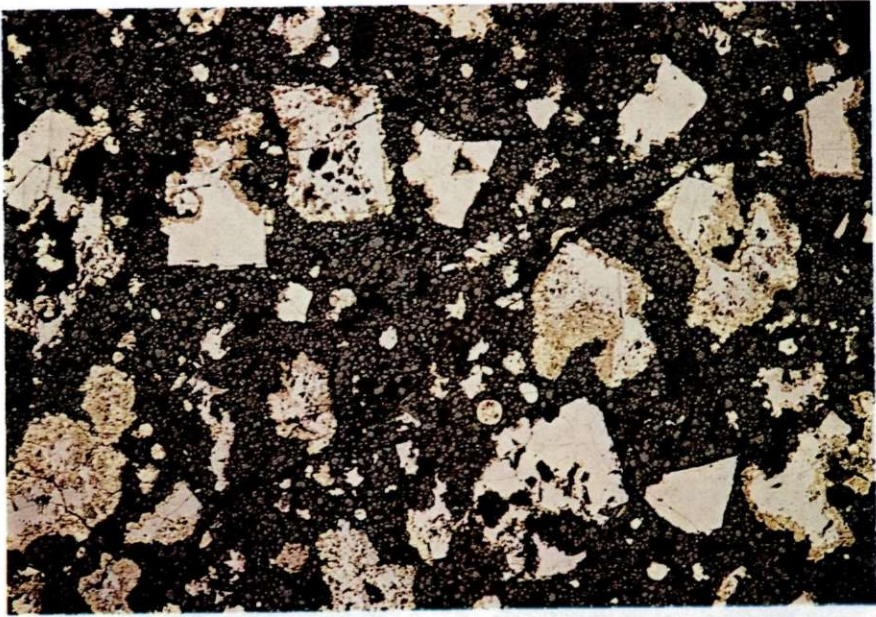
Sl. 5. Dvojčične lamele v markazitu. Topla, obzorje 1073 m. 125 × povečano

Abb. 5. Zwillingslamellen im Markasit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung 125 ×

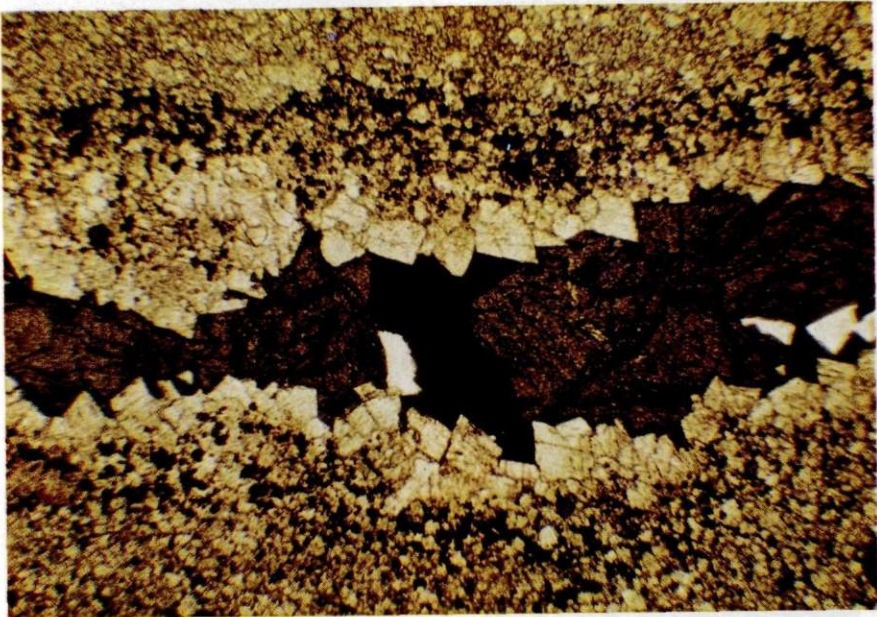
Sl. 6. Markazitni zrni v prozornem (čistem) in debelozrnatem prekristaljenem dolomitu sredi drobnozrnatega dolomikrita z drobnozrnatim sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. 90 × povečano

Abb. 6. Markasitkörner umgeben von klaren und grobkörnigen Dolomit im feinkörnigen Dolomikrit vererzt mit feinkörniger Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 90 ×

Tabla 7 — Tafel 7



1

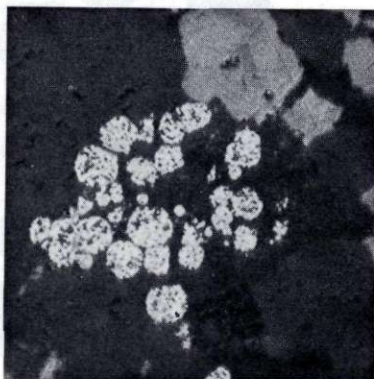


2

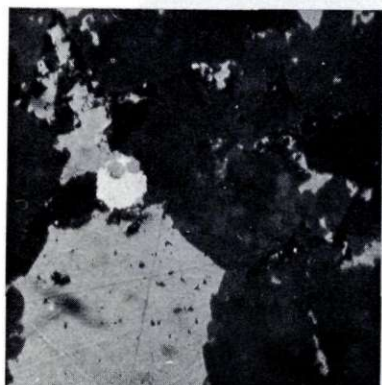
Tabla 8 — Tafel 8



1



2



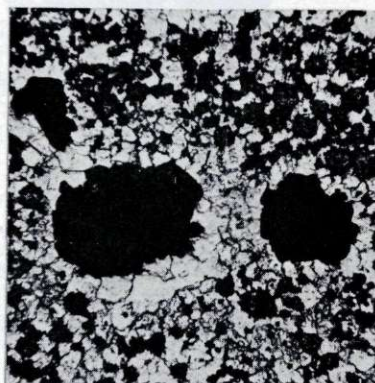
3



4



5



6

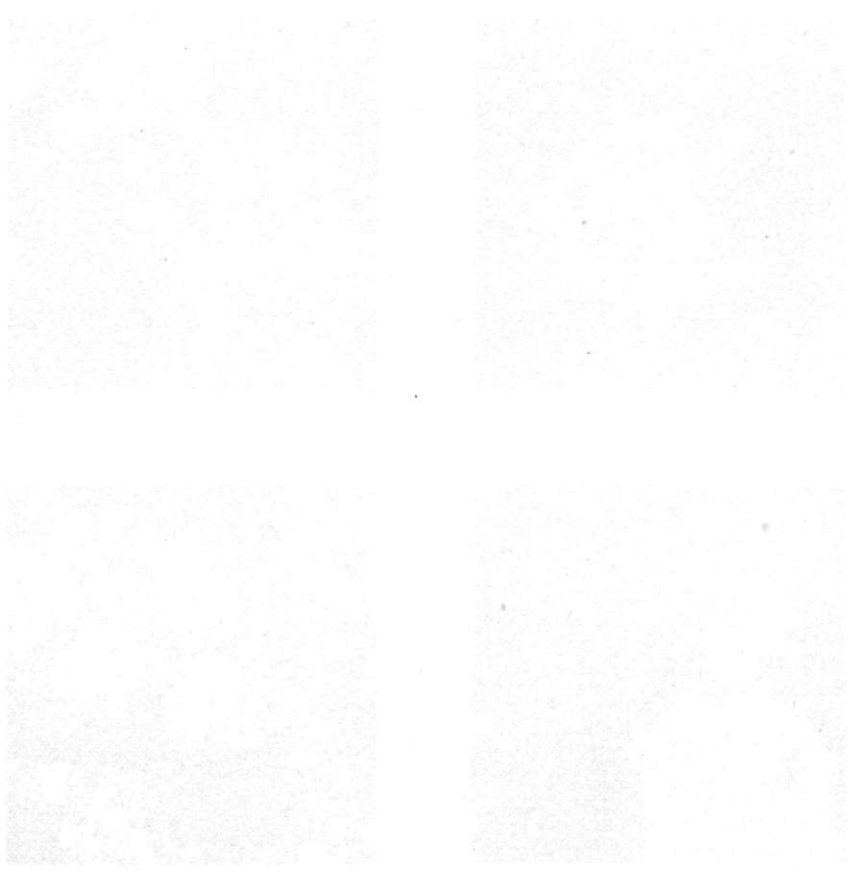


Tabla 9 — Tafel 9

Sl. 1. Radialno žarkasti markazit, zelo pogosta oblika FeS_2 v laminarnem rudonosnem dolomikritu. Sfleritna zrna so vedno precej manjša. Topla, obzorje 1143 m. $85 \times$ povečano

Abb. 1. Radialstrahlige Markasitbildung, eine sehr häufige Form des FeS_2 im laminierten Erzdolomikrit. Die xenomorphe Zinkblendekörner sind in der Regel viel kleiner. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung $85 \times$

Sl. 2. Zraščenec pirita (v sredini) in markazita načet z oksidacijo v rudonosnem lapornatem dolomitu. Topla, obzorje 1073 m. $120 \times$ povečano

Abb. 2. Zum Teil schon oxydierte Pyrit-Markasitverwachsung im mergeligen Erzdolomit. Topla, Lauf 1073 m. Vergrößerung $120 \times$

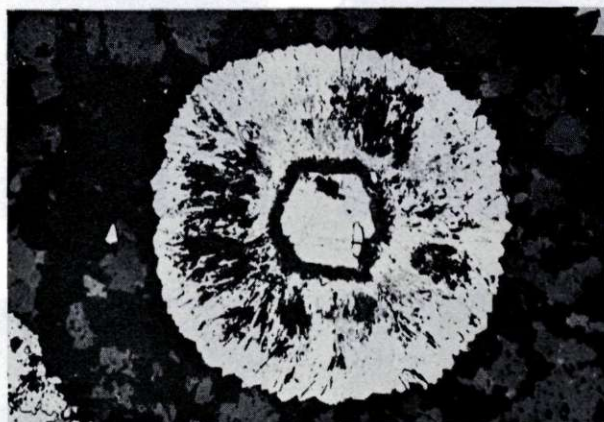
Sl. 3. Kristalni agregat markazita, melnikovita in pirita v dolomitu z drobnnozrnatim in razpršenim sfaleritom. Topla, obzorje 1143 m. $70 \times$ povečano

Abb. 3. Kristallaggregat von Markasit, Melnikovitpyrit und Pyrit im Dolomit mit feinkörniger und feinverteilter Zinkblende. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung $70 \times$

Tabla 9 — Tafel 9



1



2



3

Tabla 10 — Tafel 10

Sl. 1. Diagenetska obremenitvena tekstura, ki je nastala kot posledica kopičenja sulfidnih mineralov (sfalerit — siv, pirit — bel) v še nestrjeni usedlini. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 1. »Load-cast« Struktur die während der Diagenese des Sediments durch die Sammelkristallisation bzw. Anhäufung der Sulfide (Zinkblende — grau, Pyrit — weiss) entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 6 ×

Sl. 2. Detajl slike 1. 18 × povečano

Abb. 2. Detail der Abbildung 1. Vergrößerung 18 ×

Sl. 3. Diagenetska deformacija v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 2 × povečano

Abb. 3. Diagenetische Deformation im Erzdolomikrit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 2 ×

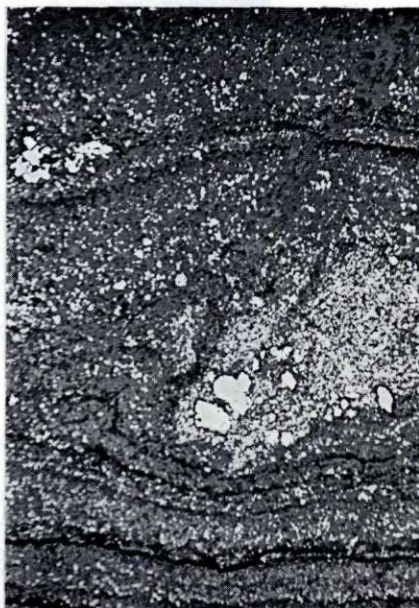
Sl. 4. Detajl rudonosnega laminarnega dolomikrita. Temno sive in črne plasti in leče so bogate s sfaleritom, ostale so siromašne ali sterilne. Slednje velja predvsem za intraklaste in za beli poznodiagenetski dolosparit. Topla, obzorje 1143 m. 3,5 × povečano

Abb. 4. Detail eines laminierten erzführenden Dolomikrits. Dunkelgraue bis schwarze Feinschichten und Linsen sind reich an Zinkblende, die anderen sind entweder erzarm oder steril. Letzteres gilt besonders für die Intraklasten und den weissen spätdiagenetischen Dolosparit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 3,5 ×

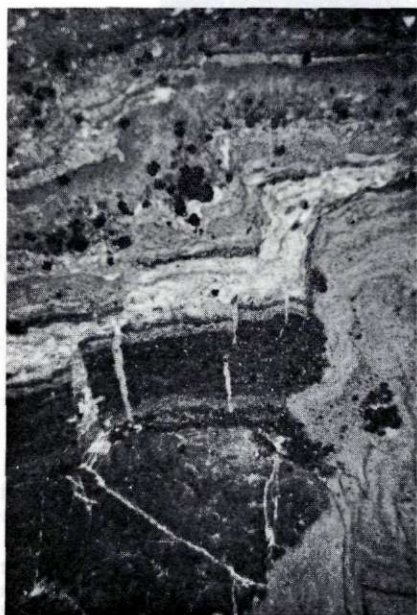
Tabla 10 — Tafel 10



1



2



3



4

Tabla 11 — Tafel 11

Sl. 1. Del rahlo nagubanega rudonosnega dolomikrita. Sfaleritna zrna (siva) merijo 10 do 100 mikronov, markazitna v spodnjem levem kotu pa 1 do 2 mm. Topla, obzorje 1143 m. 6 × povečano

Abb. 1. Leicht undulierte Feinschichtung des Erzdolomits. Die Korngrösse der Zinkblende (graue Körner) beträgt von 10 bis 100 μ , die des Markasits um 1 bis 2 mm. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 6 ×

Sl. 2. Submarinska medplastovna deformacija v rudonosnem dolomikritu. Topla, obzorje 1143 m. 12 × povečano

Abb. 2. Submarine Schichtdeformation des Erzdolomikrits. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 12 ×

Sl. 3. Submarinska deformacija rudonosnega dolomita. Črni vložki so sterilni, sivi rudonosni. Odtonek sive barve je odvisen od koncentracije in zrnatosti sfalerita. Najsvetlejšje plasti vsebujejo največje koncentracije (15 do 25 % Zn) in navadno tudi večja zrna. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 3. Submarine Deformation des Erzdolomits. Die schwarzen Feinschichten sind steril, die grauen erzführend. Der graue Farbton ist abhängig von der Konzentration und Korngrösse der Zinkblende, je heller die Schichten sind, desto grösser ist die Konzentration und meistens auch die Korngrösse. Topla, Lauf 1143 m

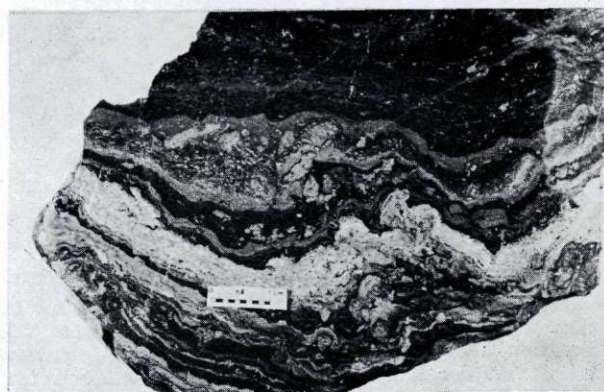
Tabla 11 — Tafel 11



1



2



3

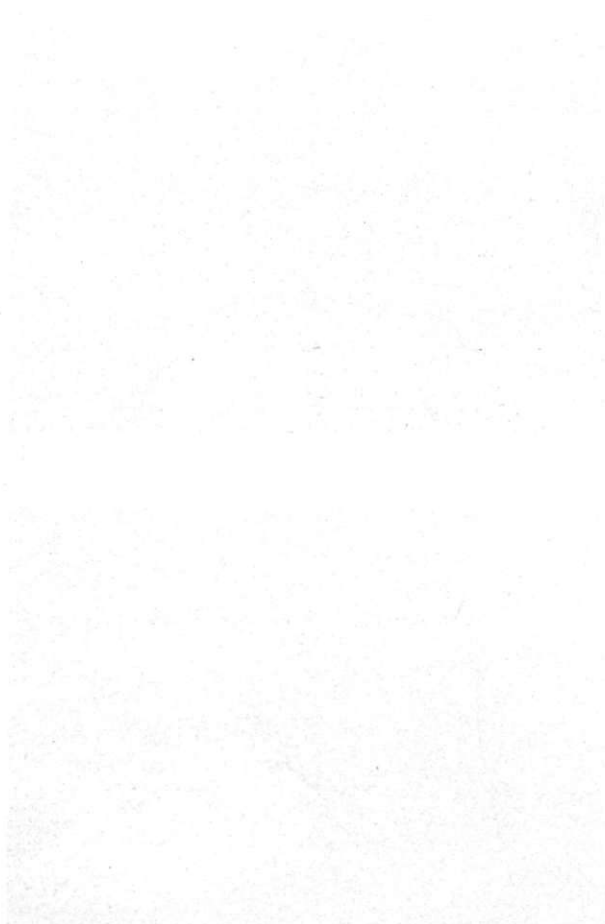


Tabla 12 — Tafel 12

Deformacija rudonosnega laminarnega dolomita, ki je nastala zaradi večjega dotoka intraklastov v rudonosni sediment. Na mestu, kjer je padlo največ intraklastov (tj. v sredini na desni strani slike) so prvotne strukture popolnoma zabrisane, najprej zaradi mehanske deformacije nato pa še zaradi intenzivne rekristalizacije. Sterilni dolomikrit je črn, rudonosni pa siv. Odtonek sive barve je odvisen od koncentracije sfalerita, deloma pa tudi od njegove zrnavosti. Topla, obzorje 1143 m

Deformation des laminierten Erzdolomits, welche durch das Einfallen von Intraklasten in das erzführende Sediment entstanden ist. In der Bildmitte rechts, wo mehrere grössere Bruchstücke in das Sediment eingefallen sind, ist die primäre Struktur ganz verwischt, zum Teil durch mechanische Deformation zum Teil durch eine intensive Rekristallisation. Der sterile Dolomikrit ist schwarz, der erzführende grau. Der graue Farbton ist von der Konzentration der Zinkblende, zum Teil auch von deren Korngrösse abhängig. Topla, Lauf 1143 m

Tabla 12 — Tafel 12



Tabla 13 — Tafel 13

Sl. 1. Bogata cinkova ruda z ritmično sedimentacijo intraklastičnega dolomikrita, dolomikrita in črne breče, katerih odlomki so povzročili premike v spodnjih plasteh. Črni odlomki so sterilni, temno sive plasti siromašne, svetlo sive pa bogate s sfaleritom. Slika je hrbtna stran slike 1 na tabli 3, debelina plošče pa znaša 11 mm. Topla, obzorje 1143 m, 1,4 × povečano

Abb. 1. Erzrhythmit, bestehend aus Intraklastdolomikrit, Dolomikrit und schwarzer Breccie, deren Bruchstücke Verwerfungen in den unteren Feinschichten ausgelöst haben. Die schwarze Bruchstücke sind steril, die dunkelgraue Lagen erzarm, die hellgraue dagegen reich an Zinkblende. Das vorliegende Bild ist die Rückseite der Abb. 1 auf Tafel 3, bei einer Dicke von 11 mm des durchgesägten Erzstückes. Topla, Lauf 1143 m. Vergrößerung 1,4 ×

Sl. 2. Rudni ritmit z različno bogatimi rudnimi plastmi, ki sestojijo iz dolomikrita, drobnozrnatega dolosparita in intraklastičnega dolomikrita. V spodnjem levem delu slike je breča z velikimi intraklasti, ki so prvotno laminarno strukturo povsem uničili. Posebnost vzorca je dajku podobna tvorba v sredini slike, ki je produkt gibanja nekega organizma ali delovanja plinskih mehurčkov. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 2. Erzrhythmit mit verschiedenen reichen erzführenden Feinschichten die aus Dolomikrit, feinkörnigen Dolosparit und Intraklastdolomikrit bestehen. Unten links im Bilde ist ein Teil einer Breccie bestehend aus grösseren Intraklasten, welche die darunter gelegenen Feinschichten zerstört und verworfen haben. Eine Besonderheit ist die »dike« förmige Bildung, die entweder durch Wühltätigkeit der Organismen oder durch Gasblasen entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m.

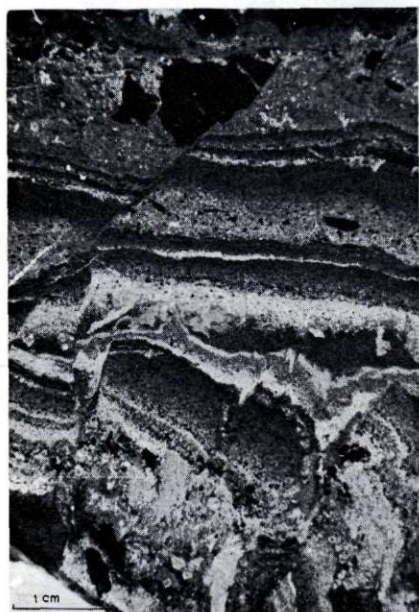
Sl. 3. Deformacija rudnega ritmita. Povzročili so jo odlomki (v levem delu slike), ki so padli in tonili v še ne povsem konsolidirani rudni sediment. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 3. Deformation des Erzrhythmits, welche durch das Einfallen von Bruchstücken in das noch nicht völlig konsolidierte Erzsediment, entstanden ist. Topla, Lauf 1143 m.

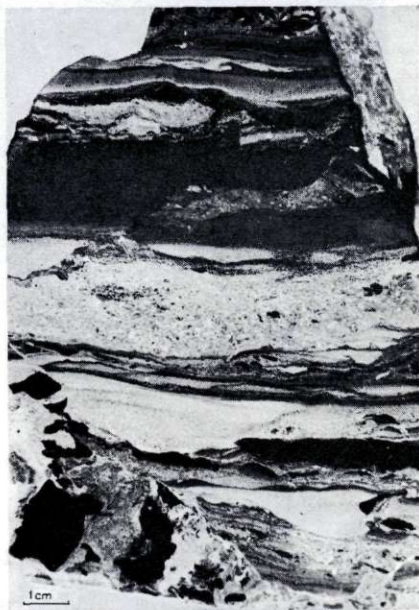
Sl. 4. Križna plastovitost v brečastem rudonosnem dolomitu. Topla, obzorje 1143 m

Abb. 4. Schrägschichtung im brecciösem Erzdolomit. Topla, Lauf 1143 m

Tabla 13 — Tafel 13



1



2



3



4

Tabla 14 — Tafel 14

Sl.1. Naplavljeni ostanek krinoida v rudonosnem dolomikritu, bogatem s sfaleritom (bel). Ker kalcitni monolitni kristali niso korodirani ali vsaj delno nadomeščeni s sfaleritom, lahko sklepamo, da so sfaleritne koncentracije nastale v alkalnem ali nevtralnem okolju. Topla, obzorje 1143 m. Negativna slika zbruska, 12 × povečano

Abb.1. Angeschwemmtes Crinoidenreststück im zinkblendereichem (weiss) Erzdolomikrit. Da die Calcit-Kristallmonolithe nicht korodiert sind bzw. keine Verdrängung durch Zinkblende aufweisen, wird für die Entstehung der Zinkblendekonzentration basisches bis neutrales Milieu angenommen. Topla, Lauf 1143 m, Negativbild. Vergrösserung 12 ×

Sl.2. Pozitivna slika istega ostanka krinoida kot na sliki 1. Sfalerit (črn), 7 × povečano

Abb.2. Positivbild des gleichen Crinoidenreststückes wie auf Abb. 1. Zinkblende (schwarz), Vergrösserung 7 ×

Sl.3. Radiolarija s sfaleritnim ovojem v drobnozrnatem dolomitu. Topla, obzorje 1143 m, 124 × povečano

Abb.3. Radiolarie umhüllt mit Zinkblende im feinkörnigen Dolomit. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 124 ×

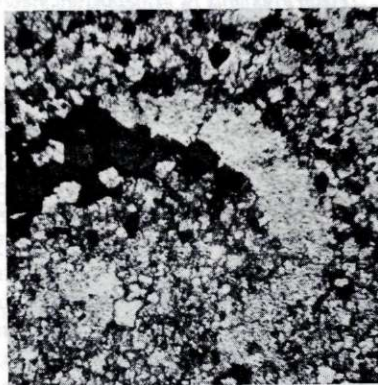
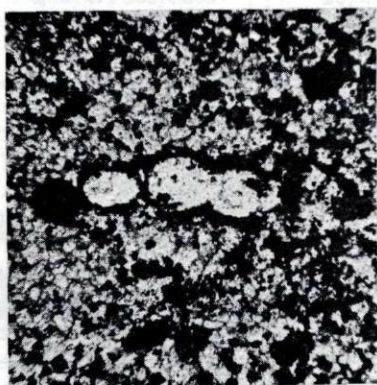
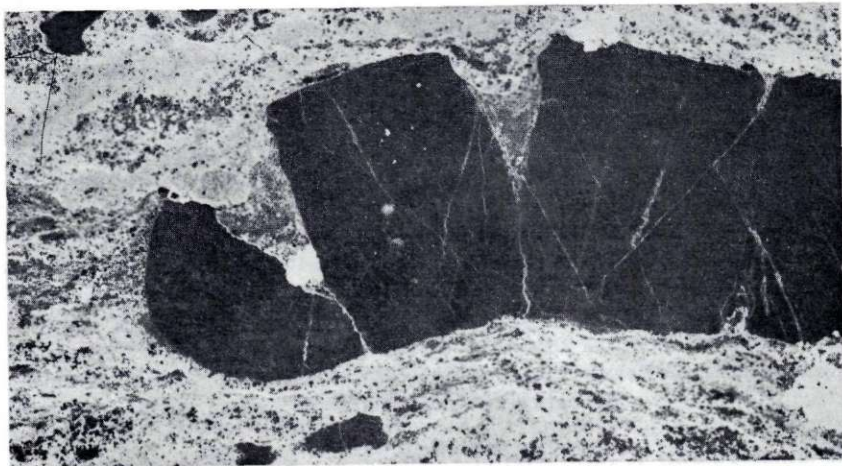
Sl.4. Foraminifera iz rodu *Nodosaria* s plaščem iz sfaleritnih zrn, ki so jo zaščitili pred nadaljnji diagenetskimi spremembami. Topla, obzorje 1143 m, 87 × povečano

Abb.4. Foraminifera der Gattung *Nodosaria* umhüllt mit Zinkblendekörner, die sie vor den weiteren diagenetischen Umwandlungen geschützt haben. Vergrösserung 87 ×

Sl.5. Poznodiagenetska dolomitizacija in mineralizacija fosila (verjetno krinoidnega člena) v rudonosnem dolomikritu z zgodnjediagenetskimi sfaleritnimi impregnacijami. Topla, obzorje 1143 m, 124 × povečano

Abb.5. Spätdiagenetische Dolomitisation und Mineralisation eines Fossilüberrestes (wahrscheinlich Crinoidenglied) im Erzdolomikrit mit frühdiagenetischen Zinkblendempregnationen. Topla, Lauf 1143 m. Vergrösserung 124 ×

Tabla 14 — Tafel 14



2. da nastopajo večja sulfidna zrna samo v plasteh z malo glinaste substance, in obratno, da nastopajo drobna sulfidna zrna v plasteh, ki vsebujejo mnogo bituminozne glinaste substance,

3. da je velikost sulfidnih zrn v določeni odvisnosti od granulometrijske sestave dolomita, ni pa v utežnem sorazmerju z zrni prikamenine.

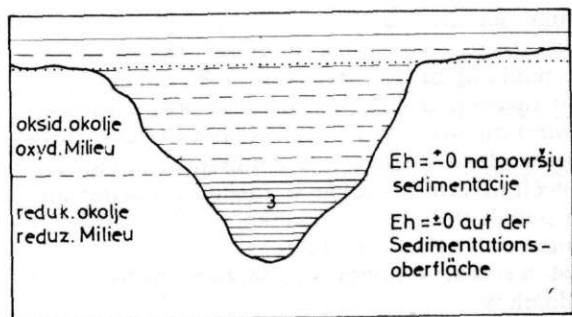
Postopno zrnavost rudnih ritmitov iz revirja Graben je ovrgel že Duhovník, (1967), ki je ugotovil, da je premer sulfidnih zrn odvisen od odstotka blatne komponente. V debeložrnatih plasteh, kjer je odstotek blatne komponente nizek, so plasti namreč bogate z galenitom in sfaleritom, nasprotno pa so plasti, ki so bogate s kalcitom, montmorillonitom, illitom in kremenom, siromašne z rudnimi minerali. Nadalje je opazil, da so rudna zrna enako velika ali celo večja kot kalcitna zrna, kar je mnogo lažje razlagati z nadomeščanjem kalcita z galenitom. Čeprav je Duhovník ritmite opisal kot produkte diageneze, jih je vseeno uporabil kot argument, ki govori proti singenetskemu poreklu.

Nastanek rudnih ritmitov najlažje razlagamo z zgodnjo diagenezo zgornje plasti usedline, oziroma na stiku voda/usedlina. V dobro prezračenem vodnem okolju imamo na vrhu oksidno plast, katere debelina je odvisna predvsem od granulometrijske sestave usedline, poroznosti, hitrosti sedimentacije in klime. V glini ali blatu znaša lahko nekaj milimetrov do nekaj centimetrov, v pesku ali bolj debeložrnatih usedlini pa precej več. V vrhnji plasti usedline potekajo vse kemične reakcije v oksidacijskih okoliščinah, razen v primeru, če je na dnu bazena že redukcijsko okolje, kar v našem primeru verjetno ne pride v poštev. Reakcije med mineralno substanco in porno vodo ter razkroj organske substance povzročajo nagle spremembe vrednosti pH in redoks potenciala (Eh) v porni vodi, te pa nove kemične reakcije. Z razvojem anaerobnih bakterij, ki reducirajo sulfate v sulfide, se redoks potencial zelo hitro spreminja in z njim vred tudi pH. V recentnih usedlinah preide oksidna plast v monosulfidno plast, ta pa postopno v disulfidno plast. Nastajajoči H_2S v redukcijski plasti tvori s prisotnimi kovinami sulfide.

Za vse rudne ritmite, naj bo to v ladinskih ali anizičnih karbonatnih kamečinah, je značilno, da zapolnjujejo kotanje, kjer so nedvomno obstajali posebni sedimentacijski pa tudi diagenetski pogoji za strjevanje rudonosnih usedlin. Plasti, bogate z glinasto in organsko substanco, so po vsakem ciklusu kolikor toliko nepredušno zaprle spodnjo plast, pospešile razvoj anaerobnih bakterij in s tem redukcijsko okolje neposredno pod površjem usedline, kot je prikazano na sliki 19.

Ker nastaja zgodnjediagenetski dolomit v nadplimski coni, je bilo izhlapevanje zelo intenzivno, vendar v kotanjah verjetno nikoli popolno, ker manjkajo ustrezne strukture, kakor tudi evapiritni minerali. Odsotnost sulfatov (sadre, anhidrita itd.) lahko sicer pripišemo tudi aktivnosti bakterij. Možno je, da so nastale tanke plasti v določeni odvisnosti od letnega vremenskega ciklusa in da je intraformacijska breča produkt občasnih viharjev, ki se v tropškem pasu pojavljajo le vsakih nekaj let.

Da so rudni ritmiti sedimentnega porekla in ne produkt selektivne metasomatoze ali drugih hidrotermalnih procesov, dokazujejo predvsem raznovrstne teksture in strukture. Najbolj značilne in tudi najbolj pogoste so obremenitvene teksture (load cast), ki so pa lahko različnega porekla. Razlikujemo sedimentne in diagenetske obremenitvene teksture. Že ime pove, da so prve nastale med

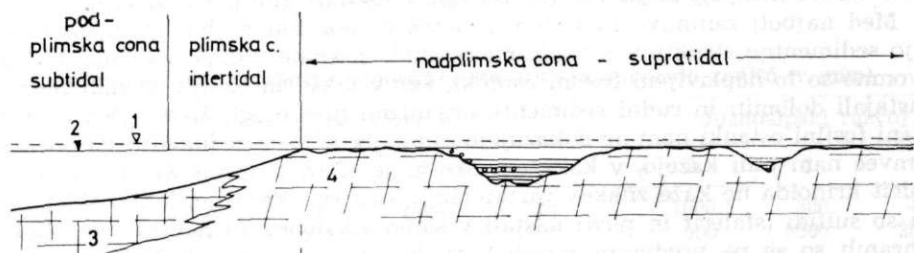


Sl. 19. Redoks ± 0 nivo glede na površino sedimentacije pri nastanku laminarnega rudonosnega dolomita.

Abb. 19. Redox ± 0 Niveau in Bezug auf die Sedimentationsoberfläche bei der Entstehung des lamininierten Erzdolomits.

1 morska gladina ob najvišji plimi ali viharju, 2 morska gladina ob normalni plimi, 3 rudni sediment

1 Springflutniveau, 2 mittlerer Hochwasserniveau, 3 Erzsediment



Lagunske usedline - stromatoliti, apnenci z Dasycladaceami, foraminiferami, krinoidi itd.

Lagunensedimente - Stromatolythe Kalksteine mit Dasycladaceen, Foraminiferen, Crinoiden usw.

Območje dolomitnega razvoja. V kotanjah ali jarkih so nastali rudonosni intraklastični in laminarni dolomikriti.

Bereich der Dolomitentwicklung. In Mulden und Kanälen entstanden erzführende intraklastische und laminierte Dolomikrite

Sl. 20. Shema paleoreliefa, na kakršnem je nastalo cinkovo-svinčevo rudišče v Topli

Abb. 20. Schema des Paläoreliefs auf welchem die Blei-Zinklagerstätte von Topla entstanden sein kann

1 morska gladina ob najvišji plimi ali viharju, 2 morska gladina ob normalni plimi, 3 lagunske usedline plimskega in podplimskega pasu (apnenci), 4 usedline nadplimskega pasu (dolomit), 5 rudni sediment

1 Meeresspiegel bei Springfluten, 2 mittlerer Hochwasserniveau, 3 Tidal- und subtidal Lagunensedimente (Kalkstein), 4 Supratidalsedimente (Dolomit), 5 Erzsediment

sedimentacijo, druge pa med diagenezo. V rudnih sedimentih Tople tvorijo obremenitvene teksture predvsem črni dolomikritni odlomki oziroma intraklasti (tabla 3, sl. 1) in naplavljeni fosilni ostanki, ki so dospeli v rudno usedlino ob večji aktivnosti morskih valov, bodisi ob maksimalni plimi, ali med viharjem, kot je prikazano na sliki 20. Intraklasti povzročajo v usedlini tudi manjše premike in upognitve plasti v spodnjem sedimentu (tabla 11, 12 in 13). V splošnem so plasti z večjimi črnimi odlomki močno deformirane (tabla 13, sl. 1, 2 in 4). Odlomki so padali večinoma v mehko usedlino, v katero so se delno ali tudi popolnoma ugreznili. Plasti pod brečastimi plastmi so včasih nagubane. Križna plastovitost na sliki 4 (tabla 13), je tudi posledica povečanega dotoka intraklastičnih odlomkov.

Značilen primer diagenetske obremenitvene teksture pa nam kažeta sliki 1 in 2 na tabli 10. Njen nastanek povezujem z zbirno kristalizacijo v zgodnji fazi diageneze, ko je bila usedlina še dokaj plastična, vendar že toliko trdna, da je nastala razpoka, ki se je naknadno zapolnila s sterilnim dolomitom.

S sulfidnimi minerali obogateni aglomerati niso samo težji, temveč tudi trdnjši od usedline, zato lahko pri nadaljnji konsolidaciji povzročajo določene deformacije tudi v plasteh, ki ležijo nad njimi. Podobne deformacije lahko seveda nastanejo tudi pri obremenitvenih teksturah, ki jih povzročajo presedimentirani odlomki. Iz tega razloga je mnogokrat težko ugotoviti, ali gre za sedimentno ali diagenetsko obremenitveno teksturo oziroma deformacijo. Sorazmerno pogosto najdemo rahlo nagubane plasti sedimentne rude, ki so nastale zaradi manjših premikov ali drsenja v usedlini (tabla 11, sl. 2, 3).

Med najbolj zanimive in tudi v genetskem pogledu najbolj pomembne sodijo sedimentne strukture s fosilnimi ostanki, kakršne vidimo na tabli 14. Nedvomno so to naplavljeni fosilni ostanki, ker v takšnem okolju, v kakršnem so nastajali dolomiti in rudni sedimenti, organizmi niso mogli živeti. Dobro ohranjeni fosilni ostanki nam ne dokazujejo samo, da je ruda sedimentnega porekla, temveč nam tudi kažejo, v kakšnem okolju je sfalerit nastal. Glede na to, da kalcit krinoida ne kaže znakov raztapljanja, oziroma korozije, lahko sklepamo, da so sulfidi (sfalerit in pirit) nastali v slabo alkalnem ali nevtralnem okolju. Ohranili so se pa predvsem zaradi tega, ker jih je ovoj sulfidnih mineralov ščitil, pred nadaljnjimi poznodiagenetskimi spremembami, ki so bile v anizičnem dolomitu dokaj intenzivne.

Geokemične značilnosti anizične rude v Topli

Kot v drugih alpskih in izvenalpskih anizičnih cinkovo-svinčevih rudiščih, prevladuje tudi v Topli cink nad svincem. Približno razmerje je 4:1 do 6:1 v korist cinka. Ker je sfalerit zelo fino dispergirani v močno zraščen z dolomitom ali drugimi sulfidi v zrnih, manjših od 200 mikronov, ni mogoče dobiti čistega vzorca za spektralno ali polarografsko analizo slednih prvin. Vendar nam tudi analize koncentratov lahko rabijo za primerjavo z drugimi rudišči. Problematično je pri tem železo, ki v koncentratu pripada večinoma piritu in markazitu. Z mikrosondo je bilo ugotovljeno, da vsebuje sfalerit zelo malo, komaj 0,1 do 0,12 % železa, kar se sklada z ugotovitvami Schrolla (1954), ki pravi, da so anizični sfaleriti v splošnem siromašni s prvinami Fe skupine. Vsebnost Cu je precej konstantna in se giblje med 300 do 400 ppm. Podobne

vrednosti je dobil z mikrosondo tudi Ottemann (Heidelberg). Od slednjih prvin je zanimiv edinole Cd, toda posebnega ekonomskega pomena nima, ker je njegova vsebnost pogosto pod mejo, ki jo še upoštevajo v ceni koncentrata ZnS. Ge in As niso zasledili, čeprav ju ima Schroll za značilni sledni prvini triadnih rudišč.

Tudi galenit je zelo siromašen s slednimi prvinami. Spektralno analizo vzorca s 83,4 % Pb podaja tabela 7.

Tabela 7
Sledne prvine v galenitu anizičnega rudišča Topla

Zn	Cd	Ag	Cu	Bi	Mn	Ba	Sr	Tl	In	As	(ppm)
4000	32	3	3	3	3	3	10	32	3	30	

(Analitik: B. Podobnik).

Količina Zn je večja zato, ker so v galenitu pogosto sfaleritna zrna. Ostale sledne prvine so zastopane v izredno majhnih količinah z izjemo Tl, ki se ujema z vrednostmi drugih anizičnih rudišč. Žal ni bil določen Sb, vendar kažejo analize koncentratov sorazmerno visoke vrednosti, to je 600 do 800 ppm. Če primerjamo sfalerit iz Tople s sfaleriti drugih alpskih anizičnih rudišč (tabela 8 in sl. 21), vidimo sicer določeno skladnost, vendar obstajajo pri posameznih primerih le precejšnje razlike, ki so pa lahko posledica izbire in priprave vzorca ali pa so odvisne od različnih pogojev nastanka.

Tabela 8
Sledne prvine v sfaleritu pomembnejših alpskih anizičnih rudišč (v ppm)

Prvina	Severnoalpski razvoj				Južnoalpski razvoj		
	1	2	3	4	5	6	7
Mn	+	300	1000	10	1000	300	420
Fe	1200	3000	1 %	1000	1000	5000	2820
Co	—	—	—	—	—	—	10
Ni	—	30	—	—	300	—	41
Ag	3	5	5	30	5	30	+
Tl	—	30	30	—	5	3	—
Ge	—	50	50	300	5	50	31
Sn	—	—	—	—	10	—	—
As	—	—	100	100	100	—	—
In	—	—	—	—	—	—	10
Cd	1500	1000	1000	3000	1000	1000	35
Hg	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	50	100	—	—	—
Sb	40	—	—	100	—	30	—

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti, prazno polje, da vrednost ni bila merjena, znak + pa pomeni sledove.

1 Topla (kemični laboratorij Žerjav — 1971).

2 Kolm — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 167)

3 Scheinitzen — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 165).

4 St. Veit — Lechtaler Alpen, Tirolska (Schroll, 1954 — vzorec 131).

5 Argentiera — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 156).

6 Grigna — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 159).

7 Salafossa (Lagny — neobjavljen rezultat analize).

Analize Fe, Mn in Ni kažejo za rudišči Kolm in Scheinitzen, kjer je sfalerit zelo drobnozrnat in v združbi s piritom in markazitom, očitno previsoke vrednosti, na kar je opozoril že Schroll. Sfaleriti so v splošnem siromašni s Cd; v poprečju ga vsebujejo dva do trikrat manj kot sfaleriti ladinskih rudišč. Hg je popolnoma odsoten, Ag pa je samo v sledovih. V Topli Ge ni ugotovljen, v St. Veitu pa ga je sorazmerno mnogo. Zanimivo pri tem je, da ima tudi Cd tu višjo vrednost kot drugod.

Tabela 9 nam za ista rudišča kaže sledne prvine v galenitu.

Tabela 9

Sledne prvine v galenitu pomembnejših alpskih anizičnih rudišč (v ppm)

Prvina	Severnoalpski razvoj				Južnoalpski razvoj		
	1	2	3	4	5	6	7
Ag	3	1	30	270	100	300	—
As	30	100	1000	500	500	3000	1950
Sb	700	10	10	400	3000	500	900
Bi	3	5	5	5	3	10	—
Tl	32	50	30	—	50	10	63
Sn	—	—	10	—	10	—	—

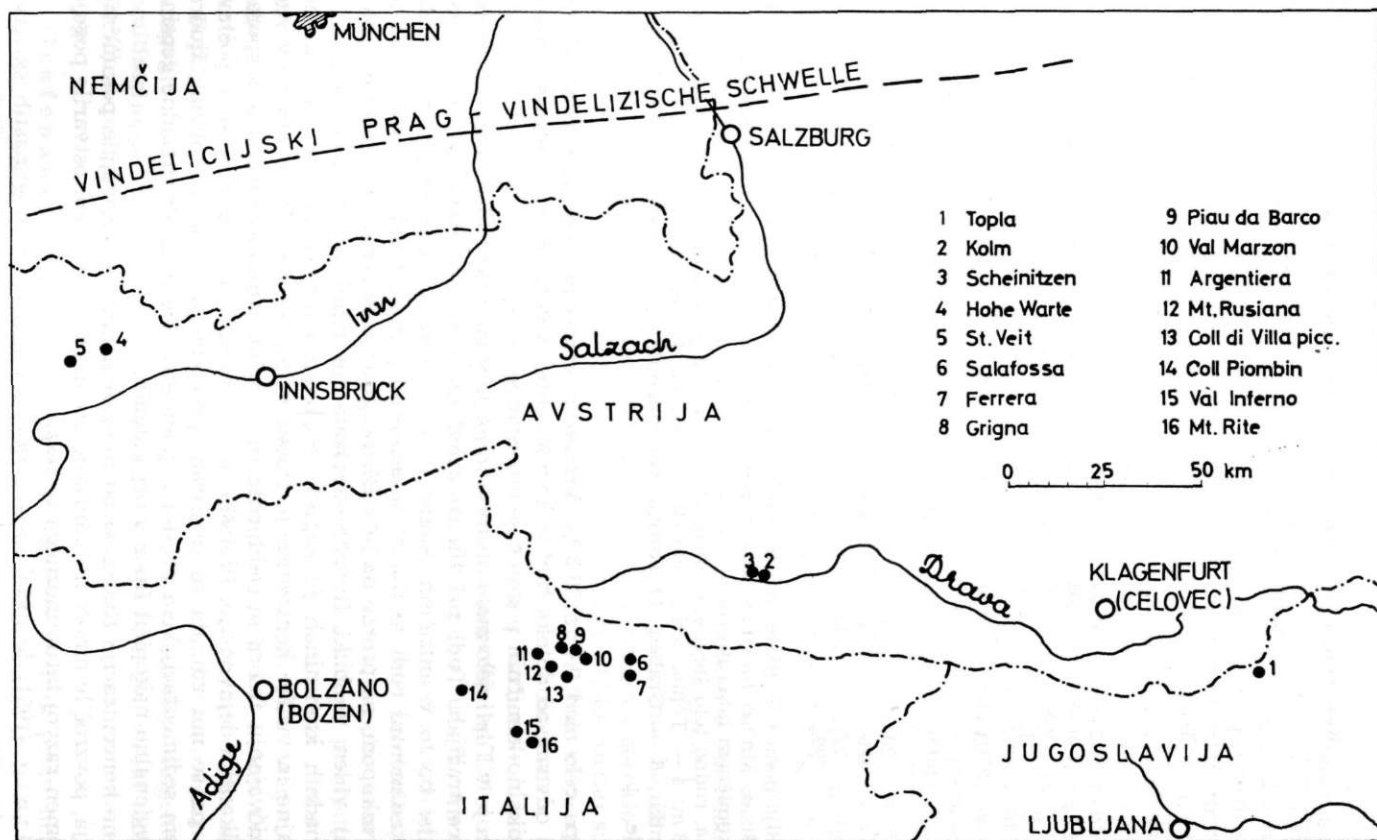
Znak — pomeni, da je količina pod mejo občutljivosti, prazno polje pa, da prvina ni bila analizirana.

- 1 Topla (Inštitut Jožef Stefan).
- 2 Kolm — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 145).
- 3 Scheinitzen — Dellach, Dravska dolina (Schroll, 1954 — vzorec 143).
- 4 St. Veit — Lechtaler Alpen, Tirolska (Wetzenstein, 1966).
- 5 Argentiera — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 138).
- 6 Grigna — Auronzo (Schroll, 1954 — vzorec 142).
- 7 Salafossa (Lagny — neobjavljena analiza).

Vrednosti slednih prvin se v sfaleritih navedenih rudišč kolikor toliko skladajo v galenitu pa se precej razlikujejo. Schroll pravi, da so galeniti anizičnih kamenin srebrnosni. Menim, da tega ne bi smeli posplošiti. Ugotavljamo pa lahko, da so galeniti v anizičnih kameninah južnoalpskega razvoja v splošnem bogatejši s srebrom, arzenom in antimonom z izjemo Salafosse. V rudišču San Marco (Auronzo) je Schroll našel še višje vrednosti (Ag = 500 ppm). Bi in Sn je v vseh rudiščih izredno malo. Nekaj več je Tl. Posamezne prvine (posebno Ag) kažejo tendenco naraščanja vsebnosti proti zahodu.

Da bi ugotovili odvisnost med nastankom singenetskih rudišč in sedimentacijskim okoljem, smo kemično analizirali sedimentne rude anizičnih in ladinskih rudišč. Rezultate kaže tabela 10.

Kemična sestava rudnih sedimentov ne govori v prid odvisnosti svinčevo-cinkovih rud od tolikokrat poudarjenega specialnega facialnega razvoja kamenine, ker je precej raznolika. Če primerjamo razmerje Ca/Mg, vidimo, da je v anizični rudi med 1,58 in 1,76; v krovnini ladinskega grebenskega razvoja v revirju Graben 2,20 do 3,29; v revirju Navršnik v lagunskem faciesu 60 m pod karditskim skrilavcem pa celo 38,7. Količina SiO₂ se tudi izredno spreminja. V anizičnih rudnih plasteh se giblje med 1,40 in 4,31; v ladinskih rudnih



Sl. 21. Anizična svinčevo-cinkova rudišča na območju Vzhodnih Alp

Abb. 21. Anisische Blei-Zinklagerstätten der Ostalpen

Tabela 10
Kemična sestava sedimentnih rud Tople in Mežice

	Anizična ruda				Ladinska ruda		
	1	2	3	4	5	6	7
	%	%	%	%	%	%	%
Ca	16,46	17,28	11,21	14,29	14,80	12,44	33,30
Mg	10,40	9,82	6,38	8,20	4,49	5,64	0,86
Zn	12,86	10,84	26,70	19,15	7,60	2,02	7,70
Pb	0,04	0,08	0,35	0,10	0,18	34,69	0,20
Fe	0,56	3,10	3,52	3,12	0,22	0,68	0,13
SiO ₂	1,45	1,58	4,31	1,69	33,30	5,35	0,40
Ostalo netopno	3,45	2,37	3,39	0,71			
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
F	20	+	+	+	200	900	560
Ba	120	350	470	590			
Sr	27	26	18	24	24		9
Mn	299	283	103	219	294		59

Prazna polja pomenijo, da prvina ni bila analizirana, znak + pomeni sledove.

Analize Sr in Mn so bile narejene v geološkem inštitutu Freie Universität Berlin, ostale v kemičnem laboratoriju v Žerjavu.

1 — Topla, rudno telo šte. 4, obzorje 1143 m; 2 in 3 — Topla, rudno telo šte. 2, obzorje 1143 m; 4 — Topla, rudno telo šte. 1, obzorje 1143 m; 5 — Graben, 12. obzorje pri vpadniku; 6 — Graben, 11. obzorje pri vpadniku; 7 — Navršnik, odkop št. 6, 12. obzorje.

ritmitih pa celo med 0,4 in 33,3 %. Vendar moramo pri tem upoštevati, da je SiO₂ bolj odvisna od dotoka blatne komponente in detritičnega materiala manj pa od fizikalno-kemičnih pogojev sedimentacije.

Fluora je v Topli zelo malo, nasprotno pa je v ladinski rudi včasih v precejšnjih koncentracijah. Tudi pri fluoru zapažamo tendenco naraščanja proti zahodu, najsi bo to v anizičnih, kakor tudi v ladinskih kameninah. V mežiški ladinski sedimentni rudi je fluorit sorazmerno pogost, vendar ga zapažamo le pod mikroskopom, nasprotno pa je v Bleibergu in v Severnih apneniških Alpah (Lafatsch) viden v obliki fluoritno-karbonatnih ritmitov. O izvoru fluora v srednjetriadnih kameninah je zapisal Schneider (1954), da sorazmerno kratkotrajne in visoke koncentracije fluora v morski vodi, ki se kažejo v ritmičnem dovajanju fluora in sedimentaciji fluorita, lahko razložimo le s sporadično vulkansko dejavnostjo. Biološki procesi bi pri tem komaj prišli v poštev. Verjetno pa se mu zdi, da se je zaradi prehodnega zvišanja količine fluora v morskem sedimentacijskem prostoru spodnjetriadne in srednjetriadne geosinklinale regionalno nakopičil fluor v organizmih.

Lokalne koncentracije fluora so po njegovem mnenju zastrupile posamezne dele morja, povzročile množično umiranje organizmov in s tem ostvarile pogoje za ekstremen razvoj bituminozne facies.

Koritnig (1951) je našel največ fluora v glinovcih in glinastih skrilavcih (poprečno 740 ppm), v apnencih in dolomitih pa samo 180 do 350 ppm. Po

njegovem mnenju prihaja precej fluora v morje s kopnega. Njegove ugotovitve se ujemajo tudi z razširjenostjo fluora v triadnih rudonosnih kameninah severnih Karavank. Anizične rudonosne kamenine so z redkimi izjemami siromašne z glinovcem in tudi s fluorom, nasprotno pa vsebujejo ladinski rudni sedimenti, predvsem v Navršniku, Grabnu in Mučevem, ponekod le precejšnje količine glinaste substance, a tudi fluora 500 do 900 ppm. Fluoritni kristali so v ladinski rudi večinoma kristalizirali v cementacijski fazi diageneze (Štručl, 1971). Pomembna se mi zdi ugotovitev Burjanova (1971), ki pravi, da pomeni prisotnost fluorita v paragenezi interstratificirane svinčevo-cinkove rude združbo mineralov, ki je nastala v zgodnjem stadiju osolitve sedimentacijskega bazena. Po Nasakovu in Sokolovu (1950, cit. v Füchtbauer-Müller, 1970) je fluorit najmanj topen (4 mg/l) pri 3 do 4-kratnem zvišanju koncentracije morske vode. Topnost pa se zopet zviša, čim precipitira CaSO_4 . Nekateri ruski raziskovalci (Füchtbauer-Müller, 1970) menijo, da precipitira fluorit povečini na območju rečnih izlivov, ker vsebujejo reke v splošnem več fluora kot morska voda. Za reševanje problema o izvoru fluora v interstratificirani rudi se mi zdijo ugotovitve Koritnika, Nasakova, Sokolova in Burjanova bolj sprejemljive kot domneva o vlogi vulkanske aktivnosti. Omenil sem že, da je rudišče Topla nastalo v nadplimskem pasu, kjer je bila voda dokaj slana in je nastajal tudi CaSO_4 ; zato manjka fluorit. Nasprotno pa je ladinska ruda nastala v lagunskem območju alginih trat, kjer je bila voda manj slana kot v primeru anizične rude. Anizična ruda v Topli nastopa izključno v dolomitu, ladinska interstratificirana ruda pa tudi v apnencu, ki ne zahteva posebnih ekstremnih okoliščin nastanka.

Čeprav so količine barija v primerjavi z drugimi prvinami (Pb, Zn, Mo, Cd itd.) v triadnih rudiščih sorazmerno majhne, je tudi njegovo poreklo še vedno precej sporno. Večina avtorjev pripisuje tudi bariju (v obliki barita) submarinsko hidrotermalno poreklo, med njimi tudi Schulz (1966), ki je raziskoval pojave barita v rudišču Bleiberg. Količine barija v rudonosnem dolomitu Tople so za spoznanje višje od poprečnih vrednosti v karbonatnih kameninah, ki jih najdemo v različnih publikacijah. Navajajo poprečja od 120 do 390 ppm (Wolf in dr. 1967). Zanimivi so poizkusi Zellerja in Wraya (1956), ki kažejo, da je oblika oborjenega CaCO_3 močno odvisna od prisotnosti slednih prvin (nečistoč) v kristalu. Po njunem mnenju pospešujejo precipitacijo aragonita naslednji faktorji: visok pH, visoka temperatura, visoke koncentracije Sr^{2+} , Ba^{2+} in Pb^{2+} ter nizka koncentracija Mn^{2+} . Kalcit pa precipitira ravno v nasprotnih okoliščinah, pri nizkem pH, nizki temperaturi in nizkih koncentracijah Sr^{2+} , Ba^{2+} in Pb^{2+} , a pri visoki koncentraciji Mn. Aragonit mnogo lažje sprejme omenjene prvine v svojo kristalno mrežo kot kalcit. Če primerjamo njune zaključke z razmerami, v kakršnih so nastali rudni sedimenti v Topli, vidimo, da se dokaj ujemajo. Kalcijev karbonat z visoko vsebnostjo Mg (aragonit ali Mg-kalcit), ki je bil izhodni material za zgodnjo diagenetsko dolomitizacijo, je skoraj zanesljivo precipitiral pri visokem pH, visoki temperaturi (30 °C) in pri povišani vsebnosti navedenih prvin močno koncentrirane morske vode.

Grafenauer (1970) je zagovarjal na podlagi slednih prvin neposredno genetsko zvezo večine slovenskih rudišč s triadnim magmatizmom. Posebno zanimiv se mu je zdel alkalni kremenov porfir v Cerknem, ki je po njegovem

mnenju zelo bogat s svincem. Vsebuje ga zares več kot druge magmatske kamenine, vendar je razlika le premajhna, da bi na podlagi nje mogli sklepati o matični kamenini rudnih nahajališč svınca in cinka v paleozojskih ali triadnih kameninah. Dacitni porfir na severnem robu Karavank vsebuje celo do 2000 ppm svınca. Kljub temu pa moramo biti celo tu zelo previdni. Če so namreč granati v dacitnem porfirju nastali na ta način, da je magma pri svojem prodiranju proti površju pretaljevala in asimilirala apnenec (Grafe-nauer, 1968), je lahko absorbirala iz triadnih karbonatnih kamenin tudi svinec in cink. Če primerjamo kemično sestavo drugih magmatskih kamenin (Duhovnik in sod., 1964) na območju Slovenije (tabela 11), vidimo, da vsebujejo praktično enake sledne prvine kot kremenov porfir v Cerknem, le v drugačni količini. Zato nismo upravičeni poudarjati geokemične sorodnosti med rudnimi nahajališči in triadnimi predorninami. Najbolj me pri vsem tem moti odsotnost zelo pomembnih halkofilnih elementov, ki karakterizirajo paleozojska in triadna nahajališča. To so predvsem Ag, As, Bi, Cd, Ge, Sb, Tl in Zn. Če primerjamo kemično sestavo magmatskih kamenin s poprečno sestavo slednih prvin v karbonatnih kameninah, kakršne omenjajo Rankama in Sahama (1960), Krauskopf (1955) in Ostrom (1957), lahko resno podvomimo o vlogi raziskanih magmatskih kamenin pri nastanku rudišč.

Tabela 11

Primerjava poprečne sestave slednih prvin v karbonatnih kameninah s sestavo magmatskih kamenin na območju Slovenije (v ppm)

Prvine	1	2	3	4	5	6	7
Ag	—	—	—	—	0.2		
As	—	—	—	—			
Bi	—	—	—	—			
Cd	—	—	—	—			
Cu	—	100	12	20	20.2	5—20	18
Ga	16	12	15	18	3.7	3.7	3 (?)
Pb	38	15	28	55	5—10	5—10	26
Sb	—	—	—	—			
Tl	—	—	—	—			
Zn	—	—	—	—	50	4—20	40
Ba	1000	390	603	300	120	20—200	260
Sr	510	248	91	64	425—475	400—800	490
Mn	1000	1000	253	550	385		1400
V	22	70	19	—	10	2—20 (?)	1400
Sn	—	—	8	—			
Ni	6	160	5	2	0	3—10	15
Co	2	7	1	—	0	0.2—2	15

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti, prazno polje pa, da vrednost ni bila merjena.

1 Tonalitni porfir — Turiški vrh (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

2 Tonalit — Bistra (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

3 Poprečje vzorcev keratofirja — Besniški gozd (B 9), Kodraški jarek (TV 12), Rovtara (R 33) (J. Duhovnik in sod., 1964, analitik Z. Maksimovič).

4 Kremenov alkalni porfir — Cerkno (S. Grafenauer, 1969, analitik Z. Maksimovič).

5 Karbonatne kamenine — poprečje (Rankama in Sahama, 1950).

6 Apnenci in dolomiti — poprečje (K. B. Krauskopf 1955).

7 Karbonatne kamenine — poprečje (1957, cit. v Wolf in sod. 1967).

Omembe vredne razlike v korist magmatskih kamenin obstajajo glede svinca, galija in barija, v korist karbonatnih kamenin pa glede cinka in stroncija. Zgornjeanizični tuf v Severnih apneniških Alpah, ki je nastal v istem sedimentacijskem bazenu kot tuf severnih Karavank, je tudi skoraj brez halofilnih elementov (razen Cu in Ga), kar je vidno iz tabele 12.

Tabela 12
Spektralne analize anizičnih tufov iz Severnih apneniških Alp
(F r i s c h, 1968) (v ppm)

Nahajališče	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Mn	Ni	Sn	Sr	V	Zr
Karwendel	460	5	30	15	5	—	220	500	25	220	80	900
Wetterstein	2100	10	—	38	7	25	70	800	46	1500	—	800
Inntal (r 170)	550	10	100	10	10	—	110	280	50	46	220	900

Znak — pomeni, da je količina prvine pod mejo občutljivosti. Nedoločljivi so bili: Ag, Bi, Cd, Eu, Ho, In, Lu, Mo, Nb, Pb, Sb, Tl, Tm, Th, Y, Yb.

Meritve izotopne sestave žvepla v rudnih mineralih Tople so pokazale precejšnje podobnosti z drugimi rudišči v karbonatnih kameninah (Mežica, Bleiberg). Rezultate teh meritev nam je posredovala gospa T. N. Š a d l u n, za kar se ji najlepše zahvaljujem. Podatke o izotopski sestavi žvepla v posameznih mineralih kaže tabela 13.

Tabela 13
Izotopna sestava žvepla v rudnih mineralih Tople

Labor. oznaka	Mineral	Opomba	$\delta S^{34}_{\text{‰}}$
1. S 48	Sfalerit	Drobnozrnati sfalerit v plastovitem dolomikritu, obzorje 1143 m	— 8.07
2. 4/71	Sfalerit	Sfaleritna ruda z galenitom, obzorje 1073 m	— 4.4
3. 4—1/758	Sfalerit	Drobnozrnata sfaleritna ruda v plastovitem dolomikritu, obzorje 1143 m	— 22.4
4. 7—71/750	Pirit in markazit	Impregnacije sfalerita, pirit in markazita v dolomitu, obzorje 1143 m	— 14.9
5. 2b—71/751	Galenit	Sfaleritna ruda z večjo količino galenita, obzorje 1073 m	— 17.2

1. Inštitut Jožef Stefan — analitika: H. Leskovšek, J. Pezdíč (1970).

2. GEOHI AN SSSR — analitik: N. M. Zairi (1971).

3. IGEM AN SSSR — analitik: L. P. Nosik (1971).

Zgornji podatki kažejo, da je žveplo sulfidnih mineralov obogateno z lahkim izotopom. Vrednost δS^{34} se namreč giblje od —4,4 ‰ do —22,4 ‰, srednja vrednost pa je —13,39 ‰. Razmerje S^{32}/S^{34} (v vzorcu S 48) je 22,401, kar je skoraj enako poprečju sedimentnih sulfidov, ki znaša po A u l t u (1959) 22,49.

Obogatitev z lahkim izotopom ter sorazmerno široko območje, v katerem se menja vrednost δS^{34} nas navajata na sklep, da vsebujejo sulfidi v rudišču Topla, podobno kakor sulfidi Škofja in Mežice (Drovenik in sod. 1970), biogenetsko žveplo.

O genezi cinkovo-svinčevega rudišča Topla

Cinkovo-svinčevo rudišče Topla je, podobno kot druga alpska triadna rudišča, sedimentnega nastanka, pri čemer so sulfidni minerali produkt alokemičnih diagenetskih procesov. Rudonosna usedlina je bila odložena v sorazmerno plitvi zelo slani vodi, pri povišanem razmerju Mg/Ca in višjem energijskem indeksu, na kar kaže breča oziroma intraklastična kamenina, ki je sestavni del rudonosnega dolomikrita. Podobne razmere, morda nekoliko manj ekstremne, so vladale tudi med nastankom ladinskih interstratificiranih rudišč, o katerih menijo Schneider (1953 in 1965), Schulz (1964, 1965) in drugi, da je del teh rudišč nastal s kemično, del pa celo z mehansko sedimentacijo.

Po Krumbeinu (1952) so za nastanek singenetskih in diagenetskih Fe sulfidov potrebne naslednje okolnosti:

1. redukcijsko okolje, oziroma okolje z negativnim Eh,
2. nevtravno ali alkalno vodno okolje (tj. pH = 7 ali večji),
3. odmrla organska substanca,
4. aktivnost anaerobnih bakterij, ki reducirajo sulfate,
5. relativno mirna in plitva voda,
6. hitra sedimentacija.

V našem primeru so vladale te razmere edinole v vrhnjih plasteh usedline, tu in tam morda na površju oziroma stiku voda—usedlina. Pri podobnih pogojih lahko nastane še sfalerit, medtem ko je za galenit in markazit potrebno kislo okolje.

Na podlagi raziskav Suckowa (1963, cit. v Tischendorf-Ungethüm, 1965), se pH v posameznih medijih (voda — bakterijska plast — blato) niti ne menja mnogo, medtem ko so razlike v Eh znatne, od +0,1 v vodi do -0,6 V v usedlini. V coni intenzivne bakterijske aktivnosti pa raste pH do 9 in Eh pade na -0,4 do -0,6 V (Fairbridge, 1967). pH porne vode v usedlini določa navadno rahlo kislo do nevtravno okolje (v sebkhi Perzijskega zaliva znaša 6 do 7), v laguni pa alkalno 8 do 9.

Parageneza sulfidov je funkcija vrednosti Eh in pH oziroma povečanja redukcijskega okolja, ki pa je odvisno od aktivnosti bakterij. V recentnih karbonatnih usedlinah so našli koncentracije od 10 do 10 000 biljonov bakterij v gramu usedline, v isti količini vode nad usedlino pa samo 10 do 1000 bakterij.

S procesi v zgornjih plasteh usedline povezujejo nastanek piritnih framboidov, ki jih najdemo v velikih množinah malodane v vseh triadnih kameninah, zlasti pa v rudonosnih dolomitnih ritmitih. Ne glede na to, ali gre za organske ali anorganske tvorbe, so zanesljivo nastali v zgodnji diagenezi. Kot že omenjeno, jih najdemo intergranularno med dolomitnimi zrnji, največ sredi organske ali glinaste substance, vendar sorazmerno pogosto tudi sredi sfaleritnih zrn. V istem okolju in sočasno so nastale tudi sfaleritne kroglice, ki so se ohranile tako, da so bile ujete v piritu ali markazitu. Sfaleritni kroglici v piritnem framboidu govorita celo za to, da so sfaleritne kroglice nastale pred piritnimi framboidi, kar pa za zdaj še ne bi splošil.

Zgodnjo diagenezo karakterizira predvsem intenzivna zbirna kristalizacija, ki je v veliki meri odvisna od zrnivosti dolomita, zlasti pa od nekarbonatnih primesi, to je organske in glinaste substance. Menjavanje granulometrijske sestave dolomita in sulfidov v posameznih plasteh govori za časovno različne, zaporedne procese dolomitizacije in nastanka sulfidov. Dokler je bila pora

raztopina alkalna ali nevtralna, sta precipitirala le sfalerit in pirit, in sicer samo v intergranularnih porah. Ko je postala raztopina rahlo kislá, je pričel kristalizirati tudi markazit. Zelo pogosto najdemo namreč zraščence med piritom in markazitom, v njih predstavljajo piritna zrna vedno središče zraščenca. V tej fazi so se začeli tudi metasomatski procesi med sulfidnimi in karbonatnimi minerali, ki se prav nič ne razlikujejo od hidrotermalno metasomatskih procesov. Poslednji se je izločil galenit v še bolj kisli porni raztopini.

Piritni in markazitni zraščenci, metasomatski sfalerit in galenit so nastali v pozni diagenezi, ko je bila usedlina že kolikor toliko trdna. Raztopine, iz katerih je precipitiral galenit, so bile močno agresivne, kar se kaže predvsem v dissolucijski breči, ki redno spremlja galenitno ali galenitno-sfaleritno rudo. Končna faza mineralizacije se kaže v kristalizaciji belega dolomita, ki zapolnjuje kontrakcijske razpoke in votline, nastale pri prejšnjem procesu raztapljanja. Starejše zapolnitve vsebujejo tu in tam še sulfidne minerale (tabla 7), mlajše pa so v glavnem brez njih. Parageneza rudnih in karbonatnih mineralov v rudišču Topla je shematsko podana na sliki 22.

Glede nastanka anizične in ladinske rude ugotavljamo naslednje razlike:

1. Ladinska ruda je nastala v glavnem v lagunskih usedlinah plimskega pasu, anizična v Topli pa v nadplimskem pasu.

2. Anizična ruda je nastala večidel v zgodnji diagenezi, ladinska pa v pozni diagenezi. Zato prevladujejo v Topli sedimentne teksture, v ladinski rudi pa metasomatske.

3. Ladinske rudonosne usedline so morale biti bolj čiste in bolj porozne, ker so zaradi večje mobilnosti pornih raztopin nastale z zbirno kristalizacijo in metasomatskimi procesi bogatejše koncentracije kakor v anizičnih usedlinah, kjer je ruda razpršena na večji površini.

Pomemben, dokaj sporen problem je izvor svinca in cinka. Ker izključujem možnost epigenetskega oziroma hidrotermalno-metasomatskega nastanka, obstajata dve možnosti:

1. da so svinec, cink in spremljajoče prvine prispele v morje ali usedlino s hidrotermalnimi raztopinami,

2. da so produkt preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin, eventualno tudi starejših rudišč.

Raziskovalci alpskih rudišč, med njimi predvsem Schneider (1953, 1965 in 1967), Maucher (1967) in Schulz (1965) so dali prednost prvi možnosti. Upoštevali so zlasti triadno magmatsko aktivnost, ki jo v Južnih Alpah in Dinaridih predstavljajo porfiriti in keratofirji ter njihovi tuf, v Severnih Alpah pa samo tufi. Vendar hipogenetsko-hidrotermalnemu izvoru nasprotujejo naslednje ugotovitve:

1. svinec je starejši od prikamnine,

2. rudonosni horizonti se časovno ne skladajo z vulkansko aktivnostjo,

3. svinčevo-cinkova rudišča so v določeni odvisnosti od litofacialnih in paleogeografskih razmer,

4. geokemična sestava slednih prvin v triadnih rudiščih in magmatskih kameninah ne kaže na medsebojno sorodnost.

1. Izotopne analize galenitov iz svinčevo-cinkovih rudišč v triadnih karbonatnih kameninah (Bleiberg, Mežica, Rabelj in dr.) so pokazale abnormalno pozitivno modelno starost svinca. To pomeni, da je precej starejši od prika-

	sedimentacija	diageneza		epigeneza
		zgodnja	pozna	
1 Karbonatna usedlina	kalcit ali aragonit z večjo vsebnostjo Mg			
2 Nekarbonatne primesi	kremen (detritičen) illit			
3 Favna in flora	kalcitni skeleti organska subst.	razkroj + razvoj bakterijske aktivnosti		
4 Dolomitizacija - transformacija aragonit → kalcit → dolomit		---		
5 Piritni framboidi in drobni piritni kristalčki	Fe oksidi, hidro- ksidi, karbonati ali sulfati	---		
6 Sferitne globule	ZnCO ₃	-----		
7 Sferit - intergranularni med dolomitom		-----		
8 Sferit - metasomatski		-----	-----	
9 Rekristalizacija - dolomikrita v dolosparit			-----	---
10 Pirit zraščen z galenitom		-----		
11 Markazit			-----	
12 Galenit			-----	
13 Markazit zraščen z galenitom			-----	
14 Žilni dolomit (beli)			-----	---
15 Sferit v dolomitnih žilicah			-----	---
16 Galenit v dolomitnih žilicah			-----	---
17 Sterilen žilni dolomit			-----	-----

Sl. 22. Parageneza anizičnih orudenenj v Topli

	Sedimentation	Diagenese		Epigenese
		Früh -	Spät -	
Karbonatsediment	Mg-reicher Calcit oder Aragonit			
Nichtkarb. Substanz	detr. Quarz Illit			
Fauna und Flora	Calcit- und Aragonit-Schalen, org. Substanz	Zersetzung, Bakt. Entwicklung		
Dolomitisation - Transformation Aragonit → Calcit → Dolomit		---		
Pyritframboiden und Feinpyrit-kristallen	Fe-Oxyden, Karbonaten oder Sulfaten	---		
Zinkblendekügelchen	ZnCO ₃	---		
Intergranuläre Zinkblende		---		
Metasomatische Zinkblende			---	
Rekristallisation von Dolomikrit in Dolosparit			---	---
Pyrit-Verwachsungen mit Bleiglanz		---	---	
Markasit			---	
Bleiglanz			---	
Markasit-Verwachsungen mit Bleiglanz			---	
Gangdolomit (weiß)				---
Zinkblende im Gangdolomit				---
Bleiglanz im Gangdolomit				---
Steriler Gangdolomit				---

Abb. 22. Paragenese der anisichen Vererzungen in Topla

menine. Model bleiberškega svinca (B) leži med 310 in 420 Ma (Ma — milijoni let), kar ustreza razdobju od sredine silurja do spodnjega karbona. Poprečje vseh meritev je 350 Ma (Schroll, 1965). Starost svinca se torej nekako ujema z varisčno orogenezo. Varisčno gorovje karakterizirajo predvsem močno metamorfozirani gnajsi in kisle globočnine. Z njihovo erozijo se je morje nedvomno obogatilo z vrsto prvin, ki so lahko bile v omenjenih kameninah razpršene ali celo koncentrirane. Če vzamemo samo poprečne vsebnosti Pb in Zn kislh globočnin, ki znašajo po Rankami (1950) za Pb 20 ppm, za Zn pa 30 do 130 ppm, je v 1 km³ kamenine 52 000 ton Pb in 78 000 do 390 000 ton Zn. Podobno izotopno sestavo kot galeniti Bleiberga, Rablja in Mežice kažejo tudi galeniti šlezjskih rudišč (Bytom, Olkusz, Boleslaw, Tarnovica) in rudišče Wiesloch (tabela 14), kjer daleč naokrog ni znakov triadnega vulkanizma.

Tabela 14

Izotopna sestava galenita pomembnejših svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah, ki so nastale na območju Tethysa in Germanskega morja

Nahajališče		²⁰⁶ / ₂₀₄	²⁰⁷ / ₂₀₄	²⁰⁸ / ₂₀₄
1. Bleiberg (popr. 8 vzorcev)	T ₂ ²	18.46	15.82	38.82
2. Mežica (popr. 10 vzorcev)	T ₂ ²	18.48	15.89	39.14
3. Topla	T ₂ ¹	18.34	15.81	38.90
4. Rabelj	T ₂ ²	18.50	15.81	39.07
5. Šlezija (popr. 4 vzorcev)	T ₂	18.47	15.81	38.86
6. Wiesloch	T ₂	18.58	15.55	38.62

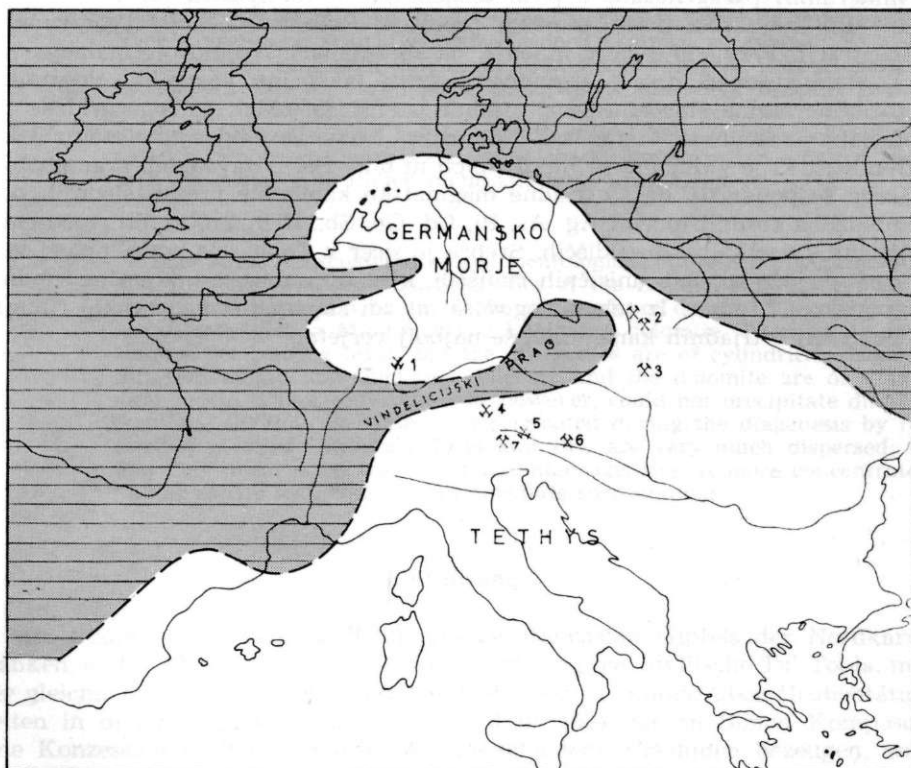
Viri: 1, 4, 6 — Schroll (1965); 2, 3 — Marsel-Kramer (1962) in Patterson (1970); 5 — Galkiewicz (1961) in Schroll (1965).

2. V Vzhodnih Alpah se triadni vulkanizem niti časovno ne sklada z nastankom svinčevo-cinkovih rudišč. Skoraj vsa anizična rudišča nastopajo v srednjem horizontu. Tufe, ki so na območju severnega alpskega razvoja edini znak vulkanske dejavnosti, pa vsebuje zgornji del zgornjega horizonta anizičnih plasti. Nič drugače ni v ladinski stopnji. Tu so tufi v spodnjem delu, svinčevo-cinkova rudišča pa leže več sto metrov nad njimi. Poleg tega nikjer ni opaziti dovodnih poti ali hidrotermalne spremembe v nižje ležečih kameninah, ki bi jih pri tako obsežni mreži raziskovalnih rogov v Mežici in Bleibergu morali najti.

3. Sedimentološke in paleogeografske študije (Frisch, 1968; Germann, 1966 in drugi) anizičnih in ladinskih plasti v Severnih apneniških Alpah kažejo, da so rudonosne kamenine nastale v zelo plitvem sedimentacijskem bazenu, enako tudi rudonosne kamenine v Ziljskih Alpah in severnih Karavankah. Podobne pogoje nastanka kažejo tudi rudonosne kamenine v Južnih Alpah. Skoraj vedno ugotavljamo določeno zvezo rudišč z lagunskim in grebenskim faciesom ali z usedlinami (dolomiti) nadplimskega pasu. Rudonosna kamenina interstratificirane rude je največkrat dolomit, le tu in tam apnenec. V izvenalpskih metalogenetskih provincah (Maroko, Alžir, Francija, Šlezija, Kazahstan itd.), kjer so paleogeografske razmere manj komplicirane, so ugotovili, da so rudne koncentracije v karbonatnih kameninah supergenetskega porekla; izvirajo iz granitov in drugih kislh magmatskih kamenin. V Maroku (Touissit-Bou-Beker, Mibladen) in Franciji (Largentièrre, Maline in dr.) so rudišča nastala v obalnem pasu granitnih masivov (Bernard in Samama, 1968; Sa-

mama, 1973). Podobnega mnenja so tudi Gruszczczyk (1962, 1971) glede šlezijskih rudišč ter Kudenko (1954), Ostrovskaja (1960) in Popov (1964) glede rudišč centralnega Kazahstana in Tjan Šana.

Slika 23 nam kaže, da so tudi alpska rudišča skupno s šlezijskimi in drugimi nahajališči (Drienok na Slovaškem, Wiesloch v Nemčiji itd.) nanizana okrog nekdanjega vindelicijskega praga, ki tudi sestoji večidel iz kislih magmatskih in metamorfnih kamenin. Medtem ko so rudišča, ki so nastala v Germanškem morju, več ali manj na primarnem kraju, tega za alpska rudišča ne moremo reči. Vse kaže namreč, da so kamenine Ziljskih Alp in severnih Karavank nastale v istem sedimentacijskem bazenu kot kamenine Severnih apeniških Alp. Med alpidsko orogenezo so bile ločene, z njimi vred pa seveda tudi triadna rudišča. Zaradi izredno komplicirane tektonske zgradbe Vzhodnih Alp za zdaj še nimamo zanesljivih paleogeografskih študij, ki bi nam pomagale rešiti marsikateri problem v zvezi z nastankom ne samo svinčevo-cinkovih, temveč tudi uranovih, bakrovih in drugih rudišč.



Sl. 23. Anizična svinčevo-cinkova rudišča na paleogeografski skici srednje triade
 Abb. 23. Anisiche Blei-Zinklagerstätten und die paläogeographische Lage im Mitteltrias
 1 Wiesloch, 2 šlezijska rudišča — schlesische Lagerstätten, 3 Drienok, 4 St. Veit,
 5 Kolm, Scheinitzen, 6 Topla, 7 Auronzo (Salafossa, Argentiera, Grigna etc.)

SKLEP

Anizična cinkovo-svinčeva ruda je vezana na določen stratigrafski oziroma litofacialni horizont. Na območjih severnoalpskega razvoja triadnih kamenin (St. Veit, Scheinitzen, Kolm in Topla) nastopa v srednjem delu anizične skladovnice, kjer prevladujejo plitvomorske karbonatne kamenine. Z redkimi izjemami se nahaja interstratificirana svinčevo-cinkova ruda vedno v dolomitu, ki vsebuje večje ali manjše primesi organske substance.

Svinčevo-cinkova ruda v Topli je nastala sočasno z dolomitom. Ker v plitvi vodi skoraj gotovo ni bilo pogojev za redukcijsko okolje sedimentacije, tudi sulfidni minerali niso mogli nastati z direktno precipitacijo iz morske vode, temveč šele med diagenezo z redukcijo karbonatnih, bikarbonatnih, sulfatnih ali drugih oksidnih spojin. V zgodnji fazi diageneze so nastali piritni framboidi in drobni pentagondodekaederski piritni kristali, sfaleritne kroglice in intergranularne zapolnitve s sfaleritom, v pozni fazi diageneze pa metasomatski sfalerit, piritni zraščenci z markazitom, markazit in galenit.

Sedimentne tekture so se ohranile le v zgodnjediagenetskem dolomikritu in mineralnih paragenezah, v poznodiagenetskem dolosparitu pa so bile po večini uničene zaradi metasomatskih procesov. Problematičen je izvor rudnih koncentracij. Prevladuje sicer mnenje, da so submarinsko-hidrotermalnega izvora, vendar govori precej argumentov proti takšnemu nastanku. Predvsem so to: abnormalna starost svinca triadnih rudišč (350 Ma), paleogeografske in litofacialne značilnosti rudonosnih kamenin, časovno neskladje z magmatsko aktivnostjo, ki je v mnogih primerih sploh ni bilo. Poleg navedenih argumentov je treba še poudariti, da so triadne magmatske kamenine brez naslednjih pomembnih halkofilnih prvin: Ag, As, Bi, Cd, Ge, Sb, Tl in Zn, ki jih srečujemo malodane v vseh alpskih rudiščih. Srebra je sicer v Topli zelo malo, precej več pa ga je v južnoalpskih anizičnih rudiščih, kjer zaznamujemo največjo triadno magmatsko aktivnost. Iz teh razlogov se mi zdi supergenetsko poreklo rudnih koncentracij v triadnih kameninah še najbolj verjetno.

Die Entstehungsbedingungen der Karbonatgesteine und Blei-Zinkvererzungen in den Anisschichten von Topla

Ivo Štruel

Rudniki svinca in topilnica Mežica, Jugoslavija

Anhand von sedimentologischen, lithofaziellen, geochemischen und palaeogeographischen Eigenheiten der Anisschichten im Gebiet von Mežica wird die Entstehung der Blei-Zinklagerstätte Topla besprochen. Die Vererzungen sind schichtgebunden, jedoch kommen sie niemals in weit-ausgedehnten Schichten vor, sondern in Form von sehr unregelmäßigen Erzkörpern. Die an frühdiagenetischen mittelanischen Dolomit gebundenen Zinkvererzungen zeigen viele gut erhaltene sedimentäre Gefügemerkmale. Dagegen sind bei den spätdiagenetischen, an ladinischen Dolosparit gebundenen Bleivererzungen, solche Merkmale selten erhalten, vielmehr überwiegen in diesen metasomatische Strukturen.

The author discusses the sedimentological, lithofacial, geochemical and palaeogeographical characteristics of the Anisic beds in the Mežica region, and the origin of the Topla zinc-lead ore deposit. The ore bodies are interbedded in Middle Anisic laminated dolomite. There is no continuous ore-bearing layer, but the ore bodies are of cylindrical shape of different length and thickness. The ore and the dolomite are of syngenetic origin. The sulfide minerals, however, could not precipitate directly from the shallow sea water, but originated during the diagenesis by reduction of oxide minerals. Lead and zinc are very much dispersed; in this they differ from the ore of Ladinian age, that is more concentrated having sterile wall rock in its immediate surroundings.

Einführung

Am Südhang der Peca (2126 m), des zweithöchsten Gipfels der Nordkarawanken, erstreckt sich in Nordwest-Südostrichtung das idyllische Tal Topla, mit der gleichnamigen Blei-Zinklagerstätte. Die älteste Urkunde über Grubentätigkeiten in dieser Lagerstätte ist aus dem Jahr 1834, als an Simon Komposch eine Konzession verliehen wurde. Wie verschiedene Urkunden bezeugen, war die Grube, wahrscheinlich mit kleineren Unterbrechungen, bis zum Jahre 1889 tätig, als sie die Bleiberger Bergwerks Union übernahm. Wegen der ungünstigen geographischen Lage, besonders aber wegen neuer Aufschlüsse von reichen Blei-Zinkerzen in der zentrallagerstätte Mežica, wurden die Arbeiten in Topla aufgegeben.

Zur Zeit wird die Lagerstätte wieder für den Abbau vorbereitet. Nach den bisherigen Untersuchungen und Abbauergebnissen wird mit einem durchschnittlichen Erzgehalt von 6,5 % Zn und 2 % Pb gerechnet.

Geologische Übersicht

Die weitere Umgebung der Lagerstätte setzt sich aus folgenden Gesteinsserien zusammen (Abb. 1):

- paläozoische Grünschieferserie mit Diabas und Diabastuff bzw. Gesteine der Magdalensbergserie,
- triassische, vorwiegend Karbonatgesteine (Skyth bis Oberladin),
- Granodiorite der Eisenkappeler Eruptivzone.

Die paläozoische Grünschieferserie besteht aus Grünschiefer, Chloritschiefer, Chlorit-Sericitschiefer, kalkigen und tonigen Sandsteinen sowie aus Diabas und Diabastuff. Im Kontaktbereich der Granodioritzone ist der Tonschiefer in Hornfels umgewandelt worden.

Für das Alter dieser Gesteinsserie bestehen noch keine sicheren Anhaltspunkte. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit der Magdalensbergserie (Kahler, 1953) wird das silurische Alter angenommen. Die sonst in den Nordkarawanken verbreiteten Grödnerschichten fehlen in Topla völlig. Sehr begrenzt ist auch das Vorkommen von Werfenerschichten. In weiterer Verbreitung finden wir sie nur in dem Unterfahrungsstollen 1073 m, wo sie auf einer Länge von 340 m aufgeschlossen sind. Sie bestehen vorwiegend aus graugrünen Sandsteinen, Tonschiefern und Dolomiten. Am weitverbreitetsten sind die Anis- und Ladinschichten. Letztere bauen die Peca und Mala Peca auf (Abb. 2). Da die Arbeit den Anisschichten und deren Vererzungen gewidmet ist, werden diese getrennt besprochen.

Das Ladin lässt sich in den Nordkarawanken durch drei verschiedene Faziesseinheiten charakterisieren. Dabei sind folgende Gesteinsserien zu unterscheiden:

1. erzführender Wettersteinkalk (Lagunenfazies),
2. korallenführender Kalk (Riff-Fazies) und
3. Partnachschichten (Beckensedimente).

Letztere fehlen in Topla, östlich von Črna und im Gebiet von Eisenkappel sind sie jedoch weit verbreitet. Die Riffkalke bestehen vorwiegend aus Kalkmikriten, in denen Korallenstöcke und andere riffbildende Organismen häufig erhalten sind. Bisher wurden von Kolosváry folgende Korallen aus dem Pecagebiet und Jazbinatal bestimmt:

- Thecosmilia badiotica* Volz,
- Craspedophyllia alpina* Loretz,
- Oppelismilia* sp. nov.,
- Conophyllia recondita* (Laube) Volz,
- Conophyllia radiceformis* (Klipstein) Volz,

Die Oppelismilien legen den Schluß nahe, daß der Korallenkalk bis ins Karn reicht.

Während der Südhang der Peca zahlreiche Korallenstöcke aufweist, konnte sie Bauer (1970) in den Nordabhängen nicht feststellen. Die Ladinkalke der Mala Peca, welche vom Hauptkamm der Peca durch eine größere Störung ge-

trennt sind, führen keine Korallen, sondern Stromatolithlagen, Oolithkalk und schwarze Breccie, die als typische Gesteine der Bleiberger Lagunenfazies gelten.

Die ältesten vulkanischen Gesteine finden sich als Diabas und Diabastuff in der paläozoischen Grünschieferserie. Obwohl sie der Lagerstätte Topla am nächsten liegen, besteht zwischen ihnen und den Blei-Zinkvererzungen kein genetischer Zusammenhang.

Kaum 800 m von der Lagerstätte entfernt verläuft die Nordgrenze der Eisenkappler Eruptivzone mit einem nördlichen Granodiorit- und südlichen Tonalit-zug. Zwischen beiden erstreckt sich eine Zone, die aus metamorphen Gesteinen besteht. Das Alter dieser Eruptivgesteine ist noch sehr umstritten. Indem Zorc (1955) und Štruel (1970) für den Granodiorit ein paläozoisches (variszisches) Alter annehmen, wird von Berce (1960) ein triassisches, von Graber (1929), Duhovnik (1956) und Exner (1973) dagegen ein kretazeisches bis tertiäres Alter angenommen. Einer Kontaktmetamorphose wurde nur die paläozoische Grünschieferserie unterworfen. Auf Grund der Kartierungsergebnisse von Isailović und Miličević (1964), die im Tonalit von Granodiorit durchdrängte Phyllitblöcke gefunden haben, kann dieser als jünger angenommen werden. Da der Tonalit eine Fluidaltextur parallel mit der Ost-West Bruchtektonik zeigt, könnte auch die Intrusion während der alpidischen Orogenese erfolgt sein.

6,3 km NE von Topla, am Nordfuß der Gornja (Abb. 3), befindet sich Dacitporphyr. Ähnliche Eruptivgesteine sind in der Nordkarawanken Sockeldecke schon längst bekannt. Bisher wurden sie als postmiozäne Eruptivgesteine angesehen (Teller, 1896; Duhovnik, 1956; Grafenauer, 1968), da sie angeblich die kohlenführenden Schichten von Leše durchdrungen haben sollen. Ich bezweifle jedoch diese Beobachtungen, denn auch die neugefundenen Ausbisse am Nordhang der Gornja liegen konkordant in den Triasschichten.

Das Toplatal erstreckt sich unmittelbar nördlich der periadriatischen Störungszone, wo es nicht nur zum Aufbruch von Eruptivgesteinen gekommen ist, sondern auch zu großen vertikalen, sowie horizontalen Verschiebungen von regionalem Ausmaße. Die Nordrandstörung der Eisenkappler Eruptivzone fällt, mit wenigen Ausnahmen (Abb. 4), steil, 70 bis 80° nach Süden.

Außer dieser Störung sind noch die Končnik-, Kordež-, Pecnik- und Pecastörung zu erwähnen. Obwohl in Bezug auf die Kordežstörung noch gewisse Unklarheiten bestehen, scheint es, daß diese Störung die tektonische Einheiten Peca und Mala Peca von einander trennt. Die vertikale Verschiebung beträgt über 800 m. Indem die Anisschichten im Pecastamm bis zu einer Meereshöhe von 1330 m reichen (Abb. 6), sind sie in der Mala Peca unterhalb + 496 m, da die Tiefbohrung V 5 auch bei einer Tiefe von 506 m noch immer im Wettersteindolomit war (Abb. 5). Auch die anderen geologischen, tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse sprechen eindeutig für zwei verschiedene tektonische Einheiten.

Sedimentologische und lithofazielle Merkmale der Anisschichten in Topla

Schon Teller (1896) betonte die Übereinstimmung mit der Entwicklung ähnlicher Schichten in den Nordkalkalpen. Er verglich die obere anisische Kalkserie in den Nordkarawanken mit den Reiflinger Kalken.

In Topla lassen sich drei übereinander folgende Gesteinsserien unterscheiden:

3. die obere Kalkserie mit hornsteinführenden Kalken und Mergellagen,
2. die mittlere Dolomitserie,
1. die untere Kalkserie.

1. Die untere Kalkserie besteht vorwiegend aus dunkelgrauen und schwarzen Plattenkalken. Dabei sind besonders die sogenannten dünn-schichtigen, 1 bis 3 cm mächtigen Wurstelkalke hervorzuheben (Tafel 1, Abb. 1).

Es sind folgende Gesteinstypen zu unterscheiden:

Kalkmikrit, Kalkmikrit mit wechselndem Gehalt an Partikeln (Detritus-Körner, Schill, Pillen und Intraklasten), Pillen und Detrituskalke mit Sparitzement und gebänderter Dolosparit.

Am häufigsten sind die beiden erstgenannten Gesteinstypen. An Fossilien enthalten sie besonders Foraminiferen und Überreste von Crinoiden und dünnen unbestimmbaren Muschelschalen. Von den Foraminiferen konnten *Pilamina densa* Pantić, *Glomospira*, *Fronicularia* und *Nodosaria* bestimmt werden. Die untere Gesteinsserie ist auch reich an Pillenkalken mit mikritischer Matrix oder sparitischem Zement (Tafel a, Abb. 2). Gegenüber der skythischen Sedimentationsabfolge kam die untere Kalkserie trotz Schwankungen doch schon in einem ruhigeren, etwas tiefer liegenden Sedimentationsraum zur Ablagerung.

2. Im allgemeinen sind die Anissschichten der nordalpinen Fazies dolomitarm. In Topla dagegen nimmt der Dolomit 34 % der Gesamtmächtigkeit ein. Er ist vorwiegend auf den mittleren Teil beschränkt, wobei sich folgende Typen unterscheiden lassen:

- laminierter Dolomikrit mit Feinschichtung in mm-Bereich,
- gebänderter Dolosparit — rhythmische Abfolge von 0,5 bis 3 cm mächtigen Bändern von weißem und braunem Dolosparit,
- feinkörniger massiver Dolomikrit,
- mittelkörniger massiver Dolosparit
- intraklastischer Dolomikrit und Dolosparit,
- Dissolutions- und Collapssbreccie,
- Milonitbreccie.

Der laminierte Dolomikrit ist entweder erzführend oder taub. Der erzführende Dolomikrit setzt sich aus 0,5 bis 3 mm mächtigen feinschichtigen Lagen zusammen, die aus verschiedenen Korngrößen, Konzentrationen sulfidischer Mineralien und einem wechselnden Gehalt an organischer und toniger Substanz bestehen (Abb. 8 u. 18). Der feinschichtige Dolomit zeigt oft ein geopetales Gefüge. Das Liegende der Feinschichten besteht in der Regel aus intraklastischem Material. Auch die Korngröße der Dolomit und Sulfidkörner ist meistens größer als im Hangenden der feinschichtigen Lagen. Diese jedoch ist fast immer vom Ton- oder vom organogenen Gehalt abhängig, der die Zirkulation des Porenwassers und eine weitgehende Sammelkristallisation des Dolomits und der Sulfide verhindert hat.

Die geopetale Anlagerung der Sulfidmineralien ist daher in den meisten Fällen als Produkt frühdiagenetischer Prozesse, d.h. der Sammelkristallisation, und nicht als mechanische Ablagerung anzusehen.

Ein besonderes Merkmal des feinschichtigen, vor allem des erzleeren Dolomits sind die sogenannten »Birdseyes«. Es sind kleine Hohlräume, die im unteren Teil mit feinkörnigem Dolomikrit, im oberen mit Sparitzement aus-

gefüllt sind (Abb. 9). Nach Shinn, der mehrere hundert Proben rezenter Sedimente untersucht hat, kommen »Birdseyes« vorwiegend in Supratidal- und Tidalsedimenten vor, welche außerdem folgende Merkmale zeigen: Feinschichtung im mm-Bereich, Algenkrusten und Schrumpfkluftfe.

Der intraklastische Dolomikrit der mittleren erzführenden Gesteinsserie gibt uns nicht nur sehr wichtige Daten über die Entstehung des Dolomites, sondern auch über die der Zinkblende-Pyrit-Markasit Vererzungen. Sie lassen sich drei Typen zuordnen:

- Intraklastdolomikrit bzw. Breccie mit sterilen Intraklasten und erzreicher Matrix,

- Intraklastdolomikrit mit erzführenden Intraklasten und vorwiegend erzleerer Matrix,

- Steriler Intraklastdolomikrit oder Intraklastdolosparit.

Der erst erwähnte Typ bildet zusammen mit dem feinschichtigen Erzdolomikrit die wichtigsten Zinkblendevererzungen in Topla. Makroskopisch gesehen geht es um eine Breccie mit verschiedenen großen schwarzen Bruchstücken und grauem erzreichen Dolomitcement. Die Intraklasten bestehen aus Dolomikrit mit einem etwas höheren Gehalt organischer Substanz und sehr kleinen feinverteilten Pyritkörnern. Vereinzelt enthalten sie auch Zinkblendekörner. Der Zement besteht vorwiegend auch aus Dolomikrit, doch gibt es Übergänge zu Dolosparit. Außer den Intraklasten findet man häufig auch Fossilreste (Crinoiden und Foraminiferen), dünne Muskowitblättchen und Quarzkörner. Der Intraklastdolomikrit erscheint niemals in mächtigeren Schichtlagen, sondern ist immer in mm- bis cm-Feinschichtung ausgebildet. Die Breccie ist in einem Ablagerungsmilieu mit hohem Energieindex entstanden. Es folgte immer eine Sedimentation von feinkörnigem Material, was auf wechselnde Schwankungen des Ablagerungsmilieus deutet. Die Entstehung des Intraklastdolomites kann mit den rezenten Ablagerungsbedingungen in der »supratidal zone« der Florida Bay verglichen werden, wo es nur zeitweilig, bei Sturm- und Springfluten, zur Bildung turbulenter Ablagerung kommt. Besonders die Sturmfluten tragen große Mengen von Karbonatschlick aus dem Gezeitenbereich auf die halb, oder zum Teil auch ganz ausgetrockneten supratidal Sedimente. Dabei kann die obere, schon zum Teil konsolidierte Sedimentoberfläche mitgerissen und in Form von Intraklasten, zusammen mit dem Karbonatschlick aus dem Gezeitenbereich, abgelagert werden. Mit diesem Model läßt sich auch der Fossilreichtum (Crinoiden und Foraminiferen) des lebensfeindlichen Milieus der Erzsedimente erklären. In Bezug auf die Entstehung der Dolomite weisen die Intraklaste auf deren frühdiagenetische Bildung hin. Die Dolomitbildung muß also bald nach der Sedimentation, schon auf der Sedimentationsoberfläche, stattgefunden haben.

Von den bisher besprochenen Intraklastdolomiten unterscheiden sich wesentlich die Dissolutions- und Collapsbreccien. Der grobkörnige weiße Dolomitcement zeigt, daß es sich hier um spätdiagenetische oder epigenetische Bildungen handelt. Fast immer stehen sie in einer Beziehung zu den Bleiglanzvererzungen, die bekanntlich ein mehr oder weniger saures Milieu benötigten, das aber auch gleichzeitig eine Auflösung des Karbonatgesteins verursachte. Nach der Bleiglanzausscheidung wurde der zuerst aufgelöste Dolomit wieder ausgeschieden, jedoch diesmal als weißer, steriler Dolosparitzement.

3. Die obere Gesteinsserie diente schon von jeher für die anisische Schichtfolge als Leithorizont, welches Alter auch mit Fossilfunden bestimmt werden konnte. Teller (1896) und Berce (Žlebník, 1955) fanden in dieser Gesteinsserie genügend determinierbare Fossilien, um sie in den Oberanis (Illyr) einzuordnen. Außer dem Leitfossil *Paraceratites trinodosus* Mojsisovics wurden noch *Sturia* sp. ind., *Ptychites* sp. ind., *Nautilus* sp. ind. und *Rhynchonella trinodosi* Bittner bestimmt. Als besonderes Merkmal der oberen Gesteinsserie ist der hornsteinführende Kalkstein hervorzuheben. Wo über den Anis-schichten, wie z. B. östlich von Črna, die Partnachschichten folgen, enthält der Kalk der oberen Gesteinsserie nach obenhin immer mehr Mergelzwischenlagen, bis er zuletzt völlig in mergelige Gesteine übergeht. In Topla jedoch liegt über den Kalk der oberen Gesteinsserie Dolomit, was sich auch in den obersten Anisschichten bemerkbar macht.

Im Vergleich zu den beiden unteren Gesteinsserien sind die Gesteine der oberen Serie wesentlich anders entwickelt. Es überwiegen Kalkmikriten und Biokalkmikriten, die besonders reich an unbestimmbaren Filamenten, Radiolarien und Schwammnadeln sind. Letztere scheinen als Ausgangsmaterial für die Entstehung des Hornsteins zu sein. Die mikroskopischen Beobachtungen führen zum ähnlichen Schluß, zu dem auch Newell mit seinen Mitarbeitern (1953) bei den Untersuchungen der Gesteine des Delawara Basens in Texas, gekommen ist (Abb. 11).

Die geochemischen Eigenheiten der Anisschichten in Topla

Wegen Platzmangel wird an dieser Stelle nur eine kurze zusammenfassende Beschreibung über den SiO_2 und Sr Gehalt der Anisgesteine gegeben. Weitere Einzelheiten sind aus der Abb. 12 und Tabelle 2 ersichtlich.

Hervorzuheben ist besonders der wesentliche Unterschied des SiO_2 Gehaltes beider Kalkserien, welcher sogar als Unterscheidungsmerkmal dienen kann. Indem die untere Kalkserie nur einen Durchschnittsgehalt von 2,51 % SiO_2 aufweist, beträgt dieser in der oberen Kalkserie 15,04 %. In der unteren Kalkserie kommt SiO_2 in Form von Tonmineralien und Detritusquarz vor, in den oberen vorwiegend in Form von Hornstein und Fossil skeletten.

Der Strontiumgehalt variiert zwischen 46 und 2080 ppm. Höhere Werte gehören nur den mikritischen und biomikritischen Kalksteinen. Die anderen Gesteinstypen, sowie umkristalisierte mikritische Kalke, Pillen und Detrituskalke mit Sparitzement, Mergel und Tonlagen, hornsteinführende Kalke und verschiedene Dolomitarten, enthalten verhältnismäßig wenig Strontium. Nur in der oberen Gesteinsserie besteht zwischen Strontium- und Fossilgehalt der Kalksteine eine bemerkbare Abhängigkeit.

Die Blei-Zinkvererzungen

Die Blei-Zinklagerstätte Topla nimmt nach den bisherigen Untersuchungen eine Oberfläche von 0,6 km² ein. Weitere Ausdehnungsmöglichkeiten bestehen in Ost- und besonders in Westrichtung, außerdem ist noch eine weitere Abteufung nach Norden möglich. Die bisher aufgefundenen Vererzungen befinden

sich auf einer Meereshöhe von 1073 bis 1202 m. Am weitesten ausgedehnt und auch am erfolgreichsten waren bisher die Schurfarbeiten auf Horizont 1143 m (Abb. 13).

Die Vererzungen sind schichtgebunden, jedoch kommen sie niemals in weit-ausgedehnten Schichten vor, sondern in Form von einige zehn Meter langen und nur wenige Meter breiten, schlauchartigen, sehr unregelmäßigen Erzkörpern. Auch trichter- und nestartige Erzkörper sind keine Seltenheit. Gehaltarme Blei-Zinkimprägnationen sind weit verbreitet, jedoch kann man nach den bisherigen Untersuchungen über ihre Form und Ausdehnung noch nichts Bestimmtes sagen. Nach einer Bemusterung des gesamten Dolomitkomplexes auf Horizont 1143 m, beträgt der Durchschnittsgehalt von 277 Proben des Dolomits in der Lagerstätte 3570 ppm Blei und 3970 ppm Zink.

Nach dem Mineraliengehalt, dem Mengenverhältnis von Blei und Zink und nach strukturellen und textuellen Merkmalen kann man zwei verschiedene Vererzungstypen unterscheiden:

1. Schichtvererzungen mit verschiedenen und in den meisten Fällen sehr gut erhaltenen sedimentären und diagenetischen Gefügemerkmalen,

2. Vererzungen in Form von Imprägnationen und dünnen Kluftausfüllungen.

Die Lagerstätte ist arm an Mineralienarten. Bisher wurden folgende Mineralien festgestellt: Zinkblende, Pyrit, Markasit, Melnikovitpyrit, Bleiglanz, Hydrozinkit, Smithsonit, Cerussit, Anglesit, Limonit bzw. Goethit und Greenockit.

Die **Zinkblende**, das mengenmäßig und ökonomisch bedeutendste Mineral, tritt vorwiegend in Form von fein verteilten, 0,005 bis 0,2 mm grossen Körnern und Kornaggregaten auf, (Tafel 4, Abb. 1 u. 2; Tafel 7, Abb. 1). Als Anhalt für die günstigsten Vermahlungsbedingungen wurden mehrere quantitative Auszählungen der Korngrößen gemacht (Grobelšek, 1962, 1969), deren Ergebnisse auf der Tabelle 3 zu sehen sind. Zum Teil sind es intergranuläre frühdiagenetische Ausfüllungen (Tafel 4, Abb. 5 u. 6), zum Teil spätdiagenetische oder auch epigenetische Verdrängungen (Tafel 5, Abb. 1—3; Tafel 6, Abb. 1). Daher ist auch die Zinkblende vorwiegend xenomorph. Außer der Zinkblende sind in den Poren auch Pyritkörner und organische Substanz vorhanden. Letztere hat sicherlich auf die Sammelkristallisation negativ gewirkt. Überhaupt kann man feststellen, daß die Zinkblende gegenüber Bleiglanz, Pyrit und Markasit viel weniger zur Bildung idiomorpher Kristalle geneigt hat. Bei der Sammelkristallisation entstehen vorwiegend xenomorphe Aggregatbildungen (Tafel 5, Abb. 1 u. 2, Tafel 14, Abb. 3) und nicht wie bei den vorher erwähnten Mineralien, grössere idiomorphe Kristalle oder Idioblaste. Da im Markasit und Pyrit die Zinkblende sehr oft in Form von winzig kleinen Kügelchen oder kleinen Rhombdodekaederkristallen (Tafel 5, Abb. 3—6) auftritt, scheint es, daß das Ausgangsprodukt der Zinkblende in kolloidaler Form ausgeschieden worden ist, und zwar zusammen mit dem Karbonat. Fraglich ist nur, in welcher chemischen Form. Denkbar wäre als Karbonat, Sulfat oder Sulfid. Da es sich hier doch um eine Seichtwasser-Sedimentation handelt, kommt wahrscheinlich nur eine der oxydischen Formen — Karbonat, Bikarbonat oder Sulfat — in Frage, die dann erst während der Frühdiagenese in Sulfid umgewandelt worden ist. Für diese Voraussetzung sprechen zwei kleine Zinkblendekügelchen im Pyritframboid auf Abb. 16 bzw. auf Tafel 8, Abb. 3.

Ein großer Teil der Zinkblendeanreicherungen entstand durch spätdiagenetische metasomatische Prozesse. Die Ausscheidung der Zinkblende in weissen

Dolomitadern (Tafel 4, Abb. 3 u. 4; Tafel 7, Abb. 2) ist entweder den spät-diagenetischen oder epigenetischen Vorgängen zuzuschreiben.

Bleiglanz tritt vorwiegend in Form von Imprägnationserz auf. Es sind 1 bis 5 mm große idiomorphe Kristalle, die entweder völlig, meistens jedoch nur zum Teil auskristallisiert sind (Tafel 6, Abb. 2, 3, 4 u. 6). Der Bleiglanz ist ein Produkt spätdiagenetischer Prozesse worin sich noch Relikte von Dolomit, Zinkblende und Pyrit befinden. Die sauren Erzlösungen waren gegenüber Dolomit viel aggressiver als gegenüber der Zinkblende und dem Pyrit, die in den meisten Fällen nicht aufgelöst, sondern nur eingeschlossen wurden (Tafel 6, Abb. 6).

Pyrit tritt in beiden Vererzungstypen auf, und zwar in Form von Framboiden oder idiomorphen Kristallen (Tafel 8, Abb. 1, 2 u. 3). Framboide sind häufig besonders in den laminierten Zinkerzen, bzw. im intergranulären Porenraum des frühdiagenetischen Dolomits. Daraus folgt, daß auch die Pyritframboide sicherlich frühdiagenetisch, unmittelbar nach der Dolomitisation entstanden sind. Vorwiegend sind sie in der organischen Substanz eingebettet; in vielen Fällen auch in der Zinkblende (Tafel 8, Abb. 1). Da die Zinkblende unmittelbar nach der Entstehung der Framboide ausgeschieden wurde, schützte sie diese vor der weiteren Wirkung der Porenlösungen. Die meisten Framboide sind in winzig kleine (5–20 μ) Pentagondodekaederkristalle umkristallisiert. Spätdiagenetische Pyritkristalle sind meistens mit Markasit verwachsen. Wir finden nämlich häufig Pyritkristalle, die vom Markasit radialstrahlig umschlossen werden (Tafel 8, Abb. 4).

Markasit ist neben Zinkblende mengenmäßig das häufigste Mineral der Zinkvererzungen. In einigen Schichten übertrifft er sogar die Zinkblende. Makroskopisch scheinen die Markasitkristalle als kugelförmige Bildungen, die sich dann unter dem Mikroskop als radialstrahlige oder auch ungeordnete Aggregate herausstellen (Tafel 9). Zwillingslamellen (Tafel 8, Abb. 5) sind fast ein regelmäßiges Merkmal der Markasitaggregate. Auch der Markasit entstand im späteren Stadium der Diagenese, jedoch vor der Entstehung der spätdiagenetischen oder epigenetischen Dolomitadern, die hier und da Zinkblende und Bleiglanz, jedoch kein Markasit oder Pyrit enthalten..

Die Lagerstätte Topla gehört zu den wenigen Blei-Zinklagerstätten in den Karbonatgesteinen, die über so vieles und dazu gut erhaltenes Beweismaterial verfügen, das mit großer Sicherheit auf die sedimentäre Entstehung der Blei-Zinkvererzungen deutet. In den meisten Lagerstätten, zu denen auch die ladinischen in den Alpen (Mežica, Bleiberg, Raibl usw.) gehören, ist dieses Beweismaterial nur fragmentarisch erhalten geblieben, da es durch spätere, besonders spätdiagenetische Prozesse verwischt worden ist. Die an spätdiagenetischen Dolosparit gebundenen Bleivererzungen in Topla zeigen auch keine Sedimentstrukturen, dagegen die an frühdiagenetischen Dolomit gebundenen Zinkvererzungen sehr viele.

Daß die Erzrhytmite sedimentär entstanden sind und nicht durch die selektive Metasomatose oder ähnliche hydrothermale Prozesse, darauf deuten besonders verschiedene submarin entstandene Texturen und Strukturen. Besonders sind hier die »Load cast« Strukturen hervorzuheben, wobei sedimentäre und diagenetische Strukturen zu unterscheiden sind. Die erstgenannten werden durch Bruchstücke bzw. Intraklaste des Intraklastdolomikrits verursacht, die zur rhythmischen Abfolge des Erzsediments gehören (Tafel 3). Hier und da sind

es auch angeschwemmte Fossilreste (Tafel 14, Abb. 1 u. 2), die eine Biegung der liegenden Schichtlagen verursachen. Einzelne größere Bruchstücke oder deren Anhäufungen verursachen in den liegenden, schon halb verfestigten, jedoch noch plastischen Erzsedimentlagen Verwerfungen und Faltungen (Tafel 11, 12 u. 13), die meistens durch mikrotektonische Prozesse erklärt wurden. Die Kreuzschichtung (oder Übergußschichtung) auf Abb. 4 (Tafel 13) ist auch durch eine größere Zufuhr von intraklastischen Material entstanden.

Als Beispiel einer diagenetischen »load cast« Struktur ist diese auf Abb. 1 und 2 (Tafel 10) anzusehen. Ihre Entstehung ist der frühdiagenetischen Sammelkristallisation zuzuschreiben. Das Sediment muß noch plastisch, jedoch zur gleichen Zeit zum Teil auch schon verfestigt gewesen sein, so daß eine Kluft entstand, die nachträglich mit Dolomit gefüllt wurde. Die Sulfidaggregate sind nicht nur schwerer, sondern auch druckfester als das umgebende Sediment, deshalb können auch Deformationen in den hangenden Schichtlagen entstehen. Sicherlich können auch ähnliche Deformationen bzw. »load cast« Strukturen durch resedimentierte Bruchstücke hervorgerufen werden. Deshalb ist es auch oft schwer festzustellen, ob es sich um eine sedimentäre oder frühdiagenetische Struktur handelt.

Im Erzsediment findet man verhältnismäßig oft rippelartige Wellenstrukturen und Faltungen (Tafel 11, Abb. 2 u. 3), die entweder mit submarinen Gleitungen oder auch Wellentätigkeit zu erklären sind. Sehr interessant in genetischer Hinsicht sind die Fossilfunde im Erzsediment, die auf Tafel 14 dargestellt sind. Auf jeden Fall handelt es sich um angeschwemmte Fossilien, da sie in einem Sediment eingebettet sind, welches in einem lebensfeindlichem Milieu entstanden ist. Die erhaltenen Fossilreste zeigen nicht nur auf die sedimentäre Entstehung der Erze, sondern sie geben uns auch ziemlich klare Auskunft über das Entstehungsmilieu der Zinkblende. Da der Kalkspat des Crinoids keine Auflösungskennzeichen oder Korrosionsoberflächen aufweist, muß die Zinkblende und der Pyrit des umgebenden Erzsediments im alkalischen bis neutralen Milieu entstanden sein. Auf diese Weise ist das Fossil auch erhalten geblieben, da es die Sulfidmineralien vor den weiteren diagenetischen Umwandlungsprozessen geschützt haben.

Ähnlich, wie die anderen anisichen Lagerstätten, ist auch Topla eine vorwiegend Zinklagerstätte, in der die Bleikonzentrationen eine untergeordnete Rolle spielen. Das Blei/Zink Verhältnis beträgt 1:4 bis 1:6. Die Erzminerale sind im Gegensatz zu den der südalpiner anisichen Lagerstätten (siehe Tabellen 8 und 9) arm an Spurenelementen. Mit der Mikrosonde und Analysen von Konzentraten wurde festgestellt, daß die Zinkblende sehr eisenarm (0,1 bis 0,12 % Fe) ist, daß der Cu-Gehalt von 300 bis 400 ppm beträgt und daß der Cd-Gehalt zwischen 1000 und 1500 ppm liegt und keine ökonomische Bedeutung hat. Ge und As wurden nicht festgestellt, obwohl sie nach Schroll (1954) sonst für die triassischen Lagerstätten sehr typisch sind. Auch der Bleiglanz ist arm an Spurenelementen. Er enthält Tl und As um 30 ppm, alle anderen sonst für Bleiglanz üblichen Spurenelemente sind unterhalb 10 ppm (Tabelle 7).

Das Ca/Mg Verhältnis des laminierten Erzdolomits beträgt 1,75, das des umgebenden Dolomits dagegen 2,06. Die röntgenographischen Messungen (Tabelle 2) zeigen sogar einen Ca Unterschuß des Erzdolomits. Wenn wir die experimentellen Untersuchungen von Siegel (1961) und die Zusammensetzung rezenter Dolomite in Abhängigkeit vom Klima mit dem Erzdolomit von Topla ver-

gleichen, so kommen wir zu dem Schluß, daß dieser in einem mäßig bis stark aridem Klima entstanden ist, bzw. in einem Milieu mit hoher Salinität und Temperatur. Es ist nicht ausgeschlossen, dass eine gewisse Beziehung zwischen der Intensität von Dolomitisation, Bakterienaktivität und Mineralisation besteht. SiO_2 variiert im Erzdolomikrit von 1,42 bis 2,61 % und im Dolosparit der mittleren anisichen Gesteinsserie von 0,42 bis 1,01 %. Der Unterschied ist dem größeren Illitgehalt im Erzdolomikrit zuzuschreiben.

Der Fluorgehalt ist im Gegensatz zu den in den anderen triassischen Lagerstätten sehr gering (Tabelle 10). Von Bedeutung sind die Feststellungen von Koritnig (1951), der in Tonschichten einen Durchschnittsgehalt von 740 ppm Fluor fand, im Kalkstein und Dolomit dagegen nur 180 bis 350 ppm. Wenn wir diese Feststellung mit den anisichen und ladinischen Erzsedimenten vergleichen, sehen wir, daß jene Erzsedimente mit höherem Tonanteil auch einen höheren Fluorgehalt aufweisen. Für die Herkunft des Fluors könnten die Untersuchungen russischer Forscher, die nämlich einen höheren Fluorgehalt besonders an Flußmündungen festgestellt haben, von größerer Bedeutung sein.

Die Entstehung der Blei-Zinklagerstätte Topla

Ähnlich den ladinischen Blei-Zinkvererzungen scheinen auch die anisichen auf bestimmte stratigraphische Niveaus beschränkt zu sein. Im Alpenraum mit nordalpiner Entwicklung treten sie im mittleren Teil des anisichen Schichtpakets auf, in dem Karbonatgesteine in Seichtwasser-, Riff- und Lagunenfazies überwiegen. Außer Topla sind hier noch die Lagerstätten St. Veit, Scheinitzen und Kolm an diese stratigraphische Position gebunden.

Die Blei-Zinkvererzungen in Topla sind mit großer Sicherheit sedimentär entstanden, wobei jedoch die Sulfide als Produkte intensiver diagenetischer allochemischer Prozesse anzusehen sind. Das erzhaltige Sediment muß, wie schon betont, in sehr seichtem Wasser, mit hoher Temperatur, Salinität und hohem Mg/Ca Verhältnis abgelagert worden sein. Auf Grund des intraklastischen Anteils in verschiedenen Abschnitten der Erzsichtung wird auch ein zeitweilig höherer Energieindex des Meereswassers angenommen.

Nach Krumbein (1952) sind für die Entstehung von syngenetischen Sulfiden folgende Bedingungen notwendig:

- reduzierendes Milieu mit negativem Eh,
- neutrales oder alkalisches Wassermilieu ($\text{pH} = 7$ oder höher),
- abgestorbene organische Substanz,
- Entwicklung und Aktivität der sulfatreduzierenden Bakterien,
- relativ ruhiges und seichtes Wasser,
- aktive Sedimentation.

Auch in unserem Beispiel müssen solche Verhältnisse entweder in den obersten Sedimentschichten oder an der Grenzschicht Wasser-Sediment geherrscht haben. Unter diesen Bedingungen entstanden besonders Pyrit und Zinkblende; Bleiglanz und Markasit bildeten sich jedoch in einem saureren Milieu.

Ohne über die organische oder anorganische Herkunft der Pyritframboide Gedanken zu verlieren, ist es sicher, daß die Framboiden im frühdiagenetischen Stadium der Gesteinsbildung entstanden sind. Im gleichen Milieu, bzw. gleichzeitig sind auch die Zinkblendekügelchen entstanden, die zum Teil in Rombdodekaeder-

kristalle umkristallisiert sind. In diesen beiden Formen sind nur jene Zinkblendekörner erhalten geblieben, die im Pyrit oder Markasit aufgefangen wurden. Die zwei Zinkblendekügelchen im Pyritframboid auf Abb. 3 (Tafel 8) sprechen sogar dafür, daß sie vor den Pyritframboiden entstanden sind, was man aber wahrscheinlich noch nicht verallgemeinern darf. Solange die Porenlösungen alkalisch bis neutral waren, wurden nur Zinkblende und Pyrit ausgeschieden, und zwar im intergranulären Porenraum. Sobald aber der pH Wert unter den Neutralpunkt fiel, kam es schon zu Ausscheidungen von Markasit. Sehr häufig finden wir nämlich Verwachsungen von Markasit, wobei der Pyrit immer den Kern der Verwachsungen bildet. In dieser Phase kommt es auch vorwiegend zu metasomatischen Prozessen zwischen Sulfiden und Karbonaten, welche sich von der hydrothermalen Metasomatose überhaupt nicht unterscheiden lassen. Bleiglanz wurde ziemlich am Schluß des spätdiagenetischen Stadiums ausgeschieden. Die Porenlösungen müssen in dieser Phase gegenüber dem Dolomit ziemlich aggressiv gewesen sein, was sich in der Bildung von Dissolutionsbreccien äußert, welche in der Regel Begleiterscheinungen der Bleivererzungen sind. Als Schlußakt des Mineralisationsprozesses ist die Ausfüllung der Kontraktionsklüfte und bei der Auflösung entstandener Hohlräume anzusehen. Die älteren Dolomitadern enthalten hier und da noch Zinkblende und Bleiglanz, die jüngeren sind dagegen vorwiegend steril. Die paragenetische Abfolge der Vererzungen in Topla ist auf Abb. 22 dargestellt.

Ein sehr wichtiges, jedoch noch sehr umstrittenes Problem ist die Herkunft der Erzmehalle. Es bestehen zwei Möglichkeiten:

1. daß die erzbildenden Elemente durch hydrothermale Zufuhr ins Meer gelangt sind, oder
2. daß es sich um Erosionsprodukte magmatischer Gesteine oder älterer Lagerstätten handelt.

Die meisten Forscher der alpidischen Blei-Zinklagerstätten, wie Maucher, Schneider und Schulz, bevorzugen die erste Möglichkeit. Sie berufen sich auf die rege triassische vulkanische Aktivität in den Südalpen, die durch Porphyrite, Keratophyre und deren Tuffe zweifelsohne bewiesen ist. In den Nordkalkalpen sind bisher nur Tuff- und Tuffitlagen gefunden worden. Gegen eine submarine hydrothermale Zufuhr sprechen jedoch gewisse Tatsachen, welche nicht zu übersehen sind.

1. Das Blei ist nach den bisherigen Isotopenbestimmungen älter als das Nebengestein,
2. Die erzführenden Horizonte stimmen zeitlich mit der vulkanischen Aktivität nicht ganz überein,
3. Die Blei-Zinkvererzungen stehen immer in gewisser Beziehung zu bestimmten lithofaziellen und paläogeographischen Verhältnissen,
4. Die bisherigen geochemischen Untersuchungen, besonders auf Spurenelemente, zeigen, daß zwischen triassischen Pb-Zn-Lagerstätten und den triassischen Eruptivgesteinen keine Verwandtschaft besteht (Tabelle 11 u. 12). Es ist sogar bemerkenswert, daß in den triassischen Eruptivgesteinen sehr wichtige chalkophyle Elemente, sowie Ag, As, Bi, Cd, Ge, Tl und Zn, überhaupt fehlen.

Aus diesen Gründen ist eine supergene Herkunft der Metallkonzentrationen durchwegs möglich. Da die Vererzungen doch oft an Gesteinsfolgen des lagunären Fazies mit Stromatolit- und ähnliche Lagen gebunden sind, dürfte die biologische Aktivität bei der Metallkonzentration eine gewisse Rolle gespielt haben.

Literatura

Objavljena dela

- Ault, W. U. 1959, Isotopic Fractionation of Sulfur in Geochemical Processes. *Researches in Geochemistry*, 241—259, New York.
- Amstutz, G. C., Bubenicek, L. 1967, Diagenesis in sedimentary mineral deposits. *Developments in Sedimentology* 8, 417—475, Elsevier, Amsterdam.
- Baas-Becking, L. G. M., Moore, D. 1961, Biogenic Sulphides. *Econ. Geology* 56, 259—272, Lancaster.
- Bathurst, R. G. C. 1958, Diagenetic fabrics in some british Dinantian limestones. *Liverpool and Manchester Geol. J.*, 2, 11—36, Liverpool.
- Bauer, F. G. 1970, Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. *Jahrbuch Geol. B. A.*, Bd 113, 189—247, Wien.
- Berce, B. 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. *Geologija* 6, 235 do 250, Ljubljana.
- Bernard, A. in Samama, J. C. 1968, Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du trias Ardéchois. *Sciences de la Terre Métallogénie*, 1—105, Nancy.
- Berner, R. R. A. 1969, Migration of iron and sulphur within anaerobic sediments during early diagenesis. *Am. J. Sci.* 267, 19—42, Heidelberg.
- Bissell, H. J. 1967, Classification of sedimentary carbonate rocks. *Developments in sedimentology* 9A, 87—168, Elsevier, Amsterdam.
- Bluck, B. J. 1965, The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vlae of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology* 4, 225—245, Amsterdam.
- Cloud, P. E. 1962, Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 350, 1—138.
- Degens, E. T. 1968, *Geochemie der Sedimente*. F. Enke Verl. Stuttgart.
- Drovenik, M., Leskovšek, H., Pezdíč, J., Štrucl, I. 1970, Izo-
topska sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslovanskih rudišč. *RMZ* 2/3, 153—173, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. *RMZ* 2/3, 145—167, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 23—26, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1967, Facts for and against a syngenetic origin of the stratiform ore deposits of Lead and Zinc. *Economic Geology Monograph* 3, 108—125, New York.
- Fabricsius, F. 1961, Die Strukturen des »Roggenpyrits« Kössener Schichten, Rät. *Geol. Rundschau*, V. 51, 647—657.
- Fairbridge, R. W. 1967, Phases of Diagenesis and Authigenesis. *Developments in sedimentology* 8, 19—90, Elsevier, Amsterdam.
- Faninger, E., 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. *Geologija* 13, 35 do 104, Ljubljana.
- Farrand, M., 1970, Framboidal Sulphides Precipitated Syntetically. *Mineralium Deposita*, V 5, 3, 237—247, Heidelberg.
- Fischer, A. G., 1965, Fossils, early life, and atmospheric history. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S.*, 53/6 1205—1215.
- Füchtbauer, H., Goldschmidt, H. 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geologische Rundschau*, Bd 55, 29—40 Stuttgart.
- Füchtbauer H., Müller, G. 1970, *Sediment-Petrologie II. Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerb. Verl., Stuttgart.
- Gadow, S. 1970, Sedimente und Chemismus, Das Watt-Ablagerungs- und Lebensraum, 23—35. Verlag W. Kramer, Frankfurt.
- Galkiewicz, T. 1961, Izotopowy skład ołowiu za Slasko-Krakowskich złoz cynkowo-olowiowych. *Rudy i Metale Niezelazne* 6, 267—268.
- Germann, K. 1966, Ablauf und Ausmass diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (Alpine Mitteltrias). *Doktorska disertacija*, Univerza München.
- Gobanz, A. 1968, Das Bleierz-Vorkommen in Unter-Kärnten. *Jahrb. des nat. Landes-Museums von Kärnten* 8, Klagenfurt.

- Goldsmith, J. R., Graf, D. L. 1958, Structural and compositional variations in some natural dolomites. *J. Geol.*, 66, 678—693.
- Graber, H. V. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Süd-Kärnten. *Mit. d. Geol. Ges. XXII B*, Wien.
- Grafenauer, S. 1958, Diskusija k članku Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica, *Geologija* 4, 229—233, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih nahajališč. *RMZ*, 4, 313—322, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. *RMZ*, 2, 165—172, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1968, Granati iz okolice Kotelj na Koroškem. *RMZ*, 1, 17—22, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. *RMZ*, 353—364, Ljubljana.
- Gruszyk, H. 1962, Beitrag zur Genesis der Erzführung in den Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geogr.* V. 10, 3, Varšava.
- Gruszyk, H. 1971, Geologiczne warunki występowania barytu. *Inst. geol. prace-tom LIX*, 9—30.
- Gümbel, C. W. 1861, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, Gotha.
- Hillinger, K. 1863, Der Bleibergbau auf der Petzen. *Jahrbuch des naturh. Landesmuseums von Kärnten*, 23—24, Klagenfurt.
- Huckriede, R. 1959, Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen. *Verh. geol. B. A.*, 44—91, Wien.
- Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens, *Carinthia II*, Sonderheft 16, Klagenfurt.
- Koritnig, S. 1951, Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 1, 89—116.
- Kostelka, L. 1965, Opažanja in misli o svinčevih-cinkovih orudnenjih v Apeniških Alpah južno od Drave. *RMZ* 2, 173—180, Ljubljana.
- Kostelka, L. 1971, Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. *Carinthia II*, Sonderheft 28, 283—289, Klagenfurt.
- Krauskopf, K. B. 1955, Sedimentary deposits of rare metals. *Econ. Geology*, 411—463, Lancaster.
- Kubanek, F. 1969, Sedimentologie des alpinen Muschelkalks am Kalkalpen-südrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). *Doktorska disertacija*, Berlin.
- Kudenko, A. A. 1954, Ob uslovijah formirovanija osadočno-metamorfičeskikh mestoroždenij svinca v Centralnom Kazahstane. *Razvedka i ohrana nedr* 1.
- Kulp, J. L., Turekian, K., Boyd, D. W. 1952, Strontium content of Limestones and fossils. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 701—716, New York.
- Losert, J. 1963, Aufgabe der selektiven Metasomatose bei der Entstehung pseudosedimentärer Pb-Zn-Erze in der alpidischen Trias (am Beispiel der Lagerstätte Drienok bei Banská Bystrica, Tschechoslowakei, dargelegt), *Symposium — Problems of Postmagmatic Ore Deposition*, Vol. 1, 572—577, Praga.
- Love, L. G. 1964, Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulphide ores. *Sedimentology and Ore Genesis*, 11—17, Elsevier, Amsterdam.
- Maucher, A., Schneider, H. J. 1967, The alpine Lead-Zinc ores. *Economic Geology*, Monograph 3, 71—89, New York.
- Miller H. 1962, Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, 409—425, Hannover.
- Miller, H. 1965, Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. *Verh. d. Geol. B. A.* 14, H. 1/2, 187—212, Wien.
- Morlot, A. 1849, Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. *Jb. der Geol. R. A. I.*, 400—416, Wien.
- Neuhaus, A. 1940, Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und der Gröditzer Mulde in Schlesien. *Zeitschrift angew. Mineral.* 2, 304—343, Berlin.
- Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whiteman, A. J., Hickoy, J. E., Bradley, J. S. 1953, The Permian reef complex of the Guadalupe mountains region, Texas and New Mexico.

- Odum, H. T. 1957, Biochemical deposition of strontium. *Texas, Univ. Inst. Marine Sci.* 4, 39—114.
- Omenetto, P. 1968, Le risorse minerarie della regione de Belluno. *Atti della giornata di studi geominerari* 31—42, Trento.
- Ostrom, M. E. 1957, Trace elements in Illinois Pennsylvanian limestones. *Illinois State Geol. Surv. Circ.* 243, 1—34.
- Ostrovskaja, G. A. 1960, Osobennosti formirovanija svincovo-cinkovyh rud v tufokarbonatnyh otloženijah. *Prikladnaja geologija, voprosy metallogenii*, Gosgeoltekhizdat, Moskva.
- Placer, L. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom, diplomsko delo, Univerza, Ljubljana.
- Popov, V. M. 1964, Plastovye mestoroždenija cvetnyh metallov i voprosy ih genezisa. *Meždunar geol. kongr. XXII sessija*, 350—368, Moskva.
- Ramdohr, P. 1960, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie Verlag, Berlin*.
- Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. *Geologija* 13, 159—169, Ljubljana.
- Rankama, K., Sahama, Th. G. 1950, *Geochemistry*, Univ. Chicago Press, Chicago.
- Rothpletz, A. 1888, Das Karwendelgebirge. *Z. D. u. Ö. A. V.*, 19, 401—470, München.
- Rust, G. W. 1935, Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, SE Missouri. *J. Geol.* 43, 398—426.
- Samama, J. C. 1973, Ore Deposits and continental Weathering. *Ores in Sediments*, 227—247, Heidelberg.
- Sarthein, M. 1965, Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. *Verhandl. d. Geol. B.R.H.* 1/2, 119—162, Wien.
- Schneider, H. J. 1953, Lagerstättenkundliche Untersuchungen im oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen. *Doktorska disertacija*, Univerza München.
- Schneider, H. J. 1954, Die sedimentäre Bildung von Flussspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N.F.*, 66, 1—37, München.
- Schneider, H. J. 1964, Facies differentiation and controlling factors for the depositional Lead-Zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. *Developments in Sedimentology* 2, 29—45, Amsterdam.
- Schneiderböhn, H. 1923, Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. *Neues Jb. Min. Beil.* Bd. 47, 1—38.
- Schroll, E. 1954, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpinen Blei-Zinkerze. *Österr. Min. Gesell.*, 1—85, Wien.
- Schroll, E. 1965, O vprašanju abnormalne izotopne sestave svinca v svinčevih in cinkovih rudiščih apneniških Alp, *RMZ* 2, 139—154, Ljubljana.
- Schultz, O. 1964, Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn Lagerstätten Mežica und Cave del Predil. *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, 109, 12, Wien.
- Schulz, O. 1966, Sedimentäre Barytgefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. *Tschermaks min. u. petr. Mitt.*, Bd 12, 1, 1—16, Wien.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., Lloyd, R. M. 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahams. *SEPM. Spec. Pap.*, 13, 112—113.
- Shinn, B. A. 1968, Practical Significance of Birdseye Structures in Carbonate Rocks. *J. Sedim. Petrol.*, 38, 215—223, Tulsa.
- Siegel, F. R. 1961, Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. *J. Sediment. Petrol.*, 31, 336—342, Menasha.
- Smirnov, S. S. 1954, Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. *Akad. Verl., Berlin*.
- Straaten, L. M. van, 1954, Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). *Geol. Mynbouw, N.S.*, 16, 25—47.
- Strehl, E. 1962, Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. *Carinthia II, Jg.* 152, 46—78, Klagenfurt.

- Štruel, I. 1962, Problematika raziskovanja svinčevo-cinkovih nahajališč na območju Slovenije. RMZ 4, 361—364, Ljubljana.
- Štruel, I. 1965, Nekaj misli o nastanku karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežice. RMZ 2, 155—164, Ljubljana.
- Štruel, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5—20, Ljubljana.
- Štruel, I. 1970, Poseben tip mežiškega svinčevo-cinkovega orudnenja v rudišču Graben. Geologija 13, 21—34, Ljubljana.
- Štruel, I. 1971, On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. Sedimentology of parts of Central Europa, Guide book, VIII. Int. Sediment. — Congress, 285—301, Heidelberg.
- Taupitz, K. C. 1954, Die Blei-Zink-Schwefelagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisch. Doktorska disertacija, Bergakad. Clausthal.
- Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), K. K. Geol. R. A., Wien.
- Thomas, G. E., Glaister, R. P. 1960, Facies and porosity relationships in some Mississippian carbonate cycles of Western Canada Basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 569—588, Tulsa.
- Tischendorf, G., Ungethüm, H. 1965, Zur Anwendung von Eh-pH Beziehungen in der geol. Praxis. Ang. Geol. Berlin, 11, 2, 57—66.
- Wolf, K. H., Chilingar, G. V., Beales, F. W. 1967, Elemental composition of carbonate skeletons, minerals, and sediments. Developments in Sedimentology 9B, 23—150, Elsevier, Amsterdam.
- Zeller, E. J., Weay, J. 1956, Factors influencing precipitation of calcium carbonate. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 140—152, Tulsa.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko-geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija 3, 24—80, Ljubljana.
- Zlebnik, L. 1955, Triadni cephalopodi izpod Pece. Geologija 3, 216—219, Ljubljana.

Neobjavljena dela

- Blatnik, V. 1972, Poročilo o raziskavah diabaza v Zgornjem Javorju. Arhiv rudnika Mežica.
- Frišch, J. 1968, Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im alpinen Muschelkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. Neobjavljena doktorska disertacija, Univerza München.
- Duhovnik, J., Grafenauer, S., Ramovš, A., 1964, Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji, I. faza. Sklad »Borisa Kidriča«, Ljubljana.
- Grafenauer, S., Duhovnik, J., Strmole, D. 1965, Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji, II. faza. Sklad »Borisa Kidriča«, Ljubljana.
- Grobelšek, E. 1962, 1969, Poročila o mikroskopskih preiskavah rudnih vzorcev iz Tople. Arhiv Rudnika Mežica.
- Grobelšek, E. 1971, Metalometrijska prospekcijska Pb in Zn na območju Rudnika Mežica. Arhiv Rudnika Mežica.
- Isailović, S., Miličević, M. 1964, Geološko kartiranje granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo.
- Uran, S. 1971, Dopolnilni rudarski projekt — eksploatacija novega revirja Topla. Arhiv Rudnika Mežica.
- Wetzelstein, W. 1966, Die Blei-Zinklagerstätte St. Veit an der Heiterwand, (Tirol) — östliche Lechtaler Alpen und ihr geologischer Rahmen. Diplomsko delo, Freie Universität, Berlin.