Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

33

YU ISSN 0016-7789

# GEOLOGIJA

1990

Ljubljana 1991

YU ISSN 0016-7789

# GEOLOGIJA


| GEOLOGIJA | LETNIK 1990 | KNJIGA 33 | Str. 1 do 491 | LJUBLJANA 1991 |
|---|---|---|---|---|

115706

115706

**GEOLOGIJA**

Slovenska besedila za 33. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik sta opravila *Simon Pirc* in *Milan Hamrla*. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami.

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, Yu 61000 Ljubljana

Uredniški odbor: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* in *Ljubo Žlebnik*

Naklada 1000 izvodov

Cena 600 din

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, leto 1991

Financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod Ljubljana

**GEOLOGIJA**

The papers in Slovene language of the present 33 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and *Milan Hamrla*. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Ljubljana Geological Survey, Dimičeva 14, YU 61000 Ljubljana

Editorial Board: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* and *Ljubo Žlebnik*

Printed in 1000 copies

Price US $ 60.00

Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, in 1991

Financed by the Research Community of Slovenia and the Ljubljana Geological Survey

27 -06- 1991

LJUBLJANA

039104351

GEOLOGIJA *33*, 1–491 (1990), Ljubljana

VSEBINA – CONTENTS

*Pleničar, M.*
Profesorju Štefanu Kolenku v spomin . . . . . 5
In Memory of Professor Štefan Kolenko . . . . . 6
*Veselič, M.*
V spomin dr. Primožu Krivicu, 27. 3. 1950 – 26. 2. 1990 . . . . . 9
*Ramovš, A.*
Akademičarki Vandi Kochansky-Devidé v spomin . . . . . 13
*Ramovš, A.*
Dela Vande Kochansky-Devidé v slovenski paleontologiji . . . . . 15

**Paleontologija – Paleontology**

*Kolar-Jurkovšek, T.*
Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen . . . 21
Microfauna of Middle and Upper Triassic in Slovenia and its biostratigraphic significance . . . . . 102
*Šribar, L. & Pleničar, M.*
Zgornjekredne cenocone v jugozahodni Sloveniji . . . . . 171
Upper Cretaceous assemblage zones in southwestern Slovenia . . . . . 183
*Caffau, M. & Pleničar, M.*
*Biradiolites zucchii* n. sp. nella Cava Romana di Aurisina . . . . . 207
*Biradiolites zucchii* n. sp. from the Cava Romana di Aurisina . . . . . 210
*Malez, M. & Turk, I.*
*Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (*Carnivora, Mammalia*) iz mlajšega pleistocena Apnarjeve jame pri Celju . . . . . 215
*Cuon alipnus europaeus* Bourguignat (*Carnivora, Mammalia*) from the Upper Pleistocene in the Cave Apnarjeva jama at Celje . . . . . 229

**Stratigrafija – Stratigraphy**

*Aničić, B.*
Geološke razmere na Orlici . . . . . 233
Geological setting of the Orlica mountain . . . . . 233
*Žlebnik, L.*
Vpliv geoloških dogajanj v pleistocenu na površinske in podzemne vode . . . . . 289
Influence of geological events on surficial and underground waters during the Pleistocene . . . . . 289
*Kuščer, D.*
Kvartarni savski zasipi in neotektonika . . . . . 299
The Quaternary valley fills of the Sava River and neotectonics . . . . . 311

**Sedimentologija – Sedimentology**

*Strohmenger, C. & Dozet, S.*
Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia) . . . . . 315

**Rudišča – Ore deposits**

*Mlakar, I.*
O litološki, stratigrafski in strukturni kontroli orudenja ter o starosti antimonovega rudišča Lepa Njiva . . . . . 353
On the lithologic, stratigraphic and structural control of mineralization and the age of the Lepa Njiva antimony deposit . . . . . 393
*Drovenik, M., Dolenec, T., Režun, B. & Pezdič, J.*
O živosrebrovi rudi iz rudnega telesa Grübler v Idriji . . . . . 397
On the mercury ore from the Grübler orebody, Idrija . . . . . 432

**Industrijski minerali in kamenine – Industrial minerals and rocks**

*Ipekoğlu, U. & Mete, Z.*
Determination of the properties of various diatomite deposits within Aegean Region of Turkey . . . . . 447

**Hidrogeologija – Hidrogeology**

*Novak, D.*
Novejša sledenja kraških voda v Sloveniji po letu 1965 . . . . . 461
Recent tracings of karstic waters in Slovenia . . . . . 476

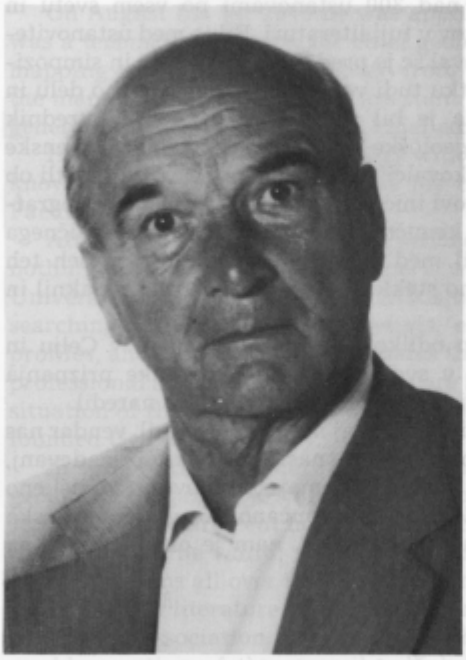
**Ekologija – Ecology**

*Hess, A.*
Vorläufige Mitteilung über Schwermetallbelastungen der Böden im Umfeld der Quecksilberlagerstätte Idrija (Slowenien) . . . . . 479

**Nove knjige – Book reviews**

*P. Scheffer, P. Schachtschabel, H.-P. Blume, G. Brümmer, K.-H. Hartge & U. Schwertmann:* Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde . . . . . 487
*Ivan Gušić & Vladimir Jelaska:* Stratigrafija gornjokrednih naslaga otoka Brača u okviru geodinamske evolucije Jadranske karbonatne platforme . . . . . 489
*W. S. MacKenzie, C. H. Donaldson & C. Guilford:* Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen . . . . . 490
*R. Rath:* Mineralogische Phasenlehre . . . . . 491

# Profesorju Štefanu Kolenku v spomin



Dne 22. februarja 1990 je umrl profesor Štefan Kolenko, dolgoletni član Geološkega zavoda v Ljubljani. Kdo je bil nekoliko zadržani in skromni profesor Kolenko? Ko smo ob koncu štiridesetih in v začetku petdesetih let prihajali mladi geološki praktikanti z univerze na Geološki zavod, je bil prvi človek, ki smo ga tam srečali in imeli z njim stik, profesor Kolenko. Bil je pojem slovenske geološke službe v tistih časih in še dolgo potem. S krajšim presledkom, ko je odšel na Geološki inštitut ljubljanske Univerze je živel od leta 1948 z Geološkim zavodom in za zavod in v njem leta 1983 dočakal svojo upokojitev.

Profesor Kolenko je prišel iz srca Prekmurja, ki ga je imel poleg svojega poklicnega dela vedno v mislih in kamor se je tako rad vračal med svoje ljudi. Rojen leta 1912 je svojo življenjsko pot pričel v osnovni šoli v Črenšovcih, gimnazijo pa je obiskoval v Murski Soboti in na II. drž. gimnaziji v Ljubljani, kjer je maturiral. Po odsluženju vojaškega roka je študiral na Filozofski fakulteti v Ljubljani in diplomiral leta 1940 iz biološke skupine. Odtlej se je prebijal skozi življenje kot tajnik gimnazije v Celju, bil aprila 1941 mobiliziran, po razpadu Jugoslavije bežal pred gestapovci v Ljubljano, se poročil, vrnil v Prekmurje in dobil službo profesorja na gimnaziji v Murski Soboti. Leta 1943 je bil nasilno mobiliziran v madžarsko vojsko, bil poslan na rusko fronto in dezertiral k Rdeči armadi. Od tam se je po vojni vrnil v Celje, dobil na gimnaziji službo tajnika in pozneje profesorja za naravoslovne predmete. Z učenci se je dobro razumel in pogosto je pravil, da mu je bila ta služba zelo pri srcu.

Dne 1. avgusta 1948 je bil premeščen h Geološkemu zavodu Slovenije. Tu je bil strokovni tajnik, glavni geolog, šef oddelka za geološko karto in inženirsko geologijo, občasno vršilec dolžnosti direktorja, strokovni pomočnik direktorja, šef oddelka za občo geologijo ter končno glavni in odgovorni urednik revije Geologija. Njegova

glavna stroka je bila biologija s kemijo, vendar se je zavzeto izpopolnjeval v geologiji, ki je bila njegov stranski predmet že med študijem na fakulteti. Geološko službo je bilo treba po vojni organizirati tako rekoč iz nič. Ni bilo še niti ustreznih strokovnjakov. Geolog, ki je prišel z univerze, je moral prevzemati vse mogoče naloge – od hidrogeoloških do iskanja mineralnih surovin, izdelave geoloških kart, prognoznih profilov in dela v laboratorijih. Poleg tega, da nam je moral profesor Kolenko pri vsem tem strokovno svetovati, mu je bila pogosto naložena še skrb za organizacijo zavoda, za njegovo materialno in finančno plat. Preživljal je tako rekoč porodne težave novoustanovljenega zavoda.

Kljub temu je že od vsega začetka mislil tudi na slovensko geološko revijo, ki je začela izhajati pod njegovim uredništvom leta 1953. Do upokojitve je uredil 25 knjig goologije, ki je bila in je še danes v svetu visoko priznana in upoštevana, kar med drugim priča tudi zamenjava te revije z nad 300 ustanovami po vsem svetu in pogostno navajanje njenih avtorjev in člankov v tuji literaturi. Bil je med ustanovitelji Slovenskega geološkega društva, udeleževal se je predavanj, ekskurzij in simpozijev. Na tedenskih kolegijih, ki jih je v začetku tudi vodil, smo razpravljali o delu in strokovni problematiki. Lahko rečemo, da je bil profesor Kolenko kot urednik Geologije eden od oblikovalcev slovenske geološke vede in soustvarjalec slovenske geološke terminologije. Številni mladi raziskovalci so skorajda podzavestno rastli ob njegovih spodbudah in mentorstvu. Po njegovi iniciativi so začeli z delom petrografski, sedimentološki, mikropaleontološki in kemični laboratorij, ki razen kemičnega delujejo še danes. Profesor Kolenko je bil med začetniki in pobudniki vseh teh dejavnosti, ko pa je videl, da je delo uspešno steklo, se je vedno obzirno umaknil in dal mesto mlajšim.

Za svoje delo je prejel nekaj pohval in odlikovanj že na gimnaziji v Celju in pozneje na Geološkem zavodu, vendar je v svoji skromnosti te znake priznanja navadno odklanjal. Bil je skratka človek, ki je malo govoril pa mnogo naredil.

Po upokojitvi smo ga še pogosto srečevali. Tudi tedaj ni mnogo govoril, vendar nas je že njegova osebnost spominjala na prve povojne čase naših geoloških prizadevanj, uspehov in neuspehov. Ob vsakem takem srečanju nam je ob slovesu zamišljeno stisnil roke, kot bi hotel reči, da delo še dolgo ne bo končano. Ko ga je slovenska zemlja, o kateri je toliko razmišljal, vzela v svoj objem, nam je ostal spomin na delovnega človeka, na profesorja Kolenka.

*Mario Pleničar*

## In Memory of Professor Štefan Kolenko

On February 22nd, 1990, the yearlong member of Geološki zavod Ljubljana, professor Kolenko deceased. Who was that slightly restrained and modest professor Kolenko? When towards the end of forties and in the beginning of fifties, young geologists were coming strait from the University to Geološki zavod, professor Kolenko was the first man who received us. He represented then and still many years later the leading concept of the geological profession. With short interruption, when he left for Geological Institute at the University of Ljubljana, he had been living since 1948 with and for Geološki zavod where in the year 1983 he lived to see his retirement.

Professor Kolenko came from the central part of Prekmurje, which besides his professional work he was always keeping in his mind and heart, and where he kept returning among his own people. He was born in 1912, finished primary school in

Črenšovci, grammar school in Murska Sobota and the II. State Gymnasium in Ljubljana, where he passed his final examination. After he had served his time in the army he studied at the Faculty of Arts in Ljubljana and in the year 1940 he graduated from biology. Then he employed himself as the secretary at the Secondary school in Celje, and in the year 1941 he was called up. After the decline of Yugoslavia he ran away from Gestapo to Ljubljana, married, returned to Prekmurje and earned his money as a professor at the Secondary school in Murska Sobota. In the year 1943 he was mobilized under compulsion into Hungarian army, sent to the Russian front-line and deserted to the Red Army. From there after the War he returned to Celje, got the post of the secretary at the Secondary school and later the post of professor for the subjects from natural sciences. He was always in good relations with his students and he often said that he liked that job very much.

On August the 1st 1948 he was appointed to Geološki zavod Slovenije. There he was a technical secretary, the chief geologist, head of the department for geological mapping and engineering geology, from time to time he also performed the duties of the manager, he was technical assistant to the manager, head of the department for general geology, and finally the chief editor of the magazine »Geology«.

His basic profession was biology with chemistry, but he was eagerly perfecting his knowledge of geology which was his by-subject already during his study at the Faculty.

After the War the geological service needed to be organized practically from nothing. Even the appropriate experts were missing. A geologist who came from the University had to take over all kinds of tasks from hydrogeological ones to those searching for mineral raw materials, elaboration of geological maps, forecasting profiles, and laboratory work. Besides the fact that professor Kolenko had to give us professional advice, he often had to care for the organization, economic and financial situation of the company. He was going through the childbirth troubles of the newly founded Geological Survey.

In spite of the fact that right from the beginning he was thinking of the Slovene geological magazine, it started to be published under his editorship only in the year 1953. Till his retirement he edited 25 books of Geology which had and still has great reputation in the world, what proves also the exchange of this magazine with over 300 institutions all over the world and frequent quotation of its authors and articles in the foreign literature. Professor Kolenko was among the founders of the Slovene Geological Association, he took part in the lectures, excursions, and symposiums. On weekly meeting of the council, which he was in the beginning also leading, we discussed about our work and professional problematics. One may say that professor Kolenko was as the editor of Geology one of the creators of the Slovene geological science, and the co-creator of the Slovene geological terminology. Numerous young investigators were almost subconsciously improving, following his impulse and mentorship.

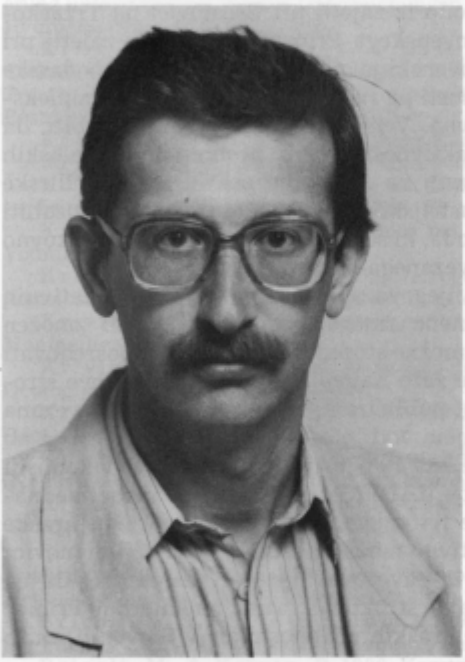
According to his iniciative, petrographic, sedimentologic, micropaleontologic, and chemical laboratory started to operate, and all but chemical one are still working today. Professor Kolenko was among the pioneers and initiators of all these activities, and when he saw the effects, he always tactfully retired and gave others the opportunity.

He received the awards and orders already at the Secondary school in Celje and later at Geološki zavod Ljubljana, but being so modest he usually declined them. Briefly, professor Kolenko was a man for whom the actions spoke louder than words.

After his retirement we often met. Also then he didn't talk much but his personality by itself reminded us to the after-war period, to our efforts, successes, failures. On such occasions he thoughtfully shaked our hands at parting, as if he would wish to say that our work was far from being completed.

When he died and was interred in his beloved Slovenia land, we remained with the memory to a diligent man, to professor Kolenko.

# V spomin
# dr. Primožu Krivicu, 27. 3. 1950–26. 2. 1990



Nekaj več kot leto dni mineva, odkar nas je – oktobra 1989 – presenetila vest o Primoževi težki prometni nesreči. Potrebni so bili njemu lastni življenjska moč, volja in ljubezen do hidrogeologije, da se je lahko že v začetku januarja 1990 poln načrtov vrnil k svojemu delu v Geološki zavod. A smrt, ki je zgrešila prvič na avtocesti Postojna–Ljubljana, je neizprosno udarila drugič v Kačni jami.

Primož se je že zelo zgodaj zapisal krasu in njegovim pojavom. Že kot štirinajstletni fantič se je prvič udeležil ekspedicije jamarskega kluba na Kaninske pode in petnajstleten je na njih že odkril 192 m globoko Primoževo brezno. Jamarstvu v vseh njegovih oblikah je ostal zvest vse odtlej. Bil je izvrsten plezalec in potapljač. Po mnenju znanega slovenskega speleologa prof. dr. Jurija Kunaverja je bil izjemna osebnost že v letih zorenja in je skoraj drzen pa z jasno odločnostjo v šestdesetih in zgodnjih sedemdesetih letih botroval vsem največjim speleološkim odkritjem in podvigom v Sloveniji. Njegova zapisanost krasu in speleologiji ga je skoraj logično pripeljala do študija geologije in navsezadnje do usmeritve v hidrogeologijo, kjer smo ga spoznali njegovi kolegi in delovni tovariši.

Tudi pri delu v stroki so prišle do izraza tiste njegove kvalitete, ki so jih pred tem opazili njegovi jamarski prijatelji. Po študiju geologije na Univerzi v Ljubljani, kjer je leta 1974 diplomiral na usmeritvi praktična geologija, se je za približno leto dni zaposlil pri Projektu nizke zgradbe. A sodelovanje pri gradnji cest in z njo povezanih inženirskogeoloških problemih je bilo zelo daleč od njegovih resničnih strokovnih interesov. Zato se je že leta 1975 zaposlil na Geološkem zavodu Ljubljana, na njegovem tedanjem oddelku za hidrogeologijo in inženirsko geologijo, in začel sodelovati pri hidrogeoloških raziskavah slovenskega krasa. Želja po strokovnem izpopolnjevanju ga je od tu v letu 1977 vodila na postdiplomski študij hidrogeologije na

Univerzo v Montpellier (Francija), kjer je deloval eden tedaj v svetu najpomembnejših raziskovalcev kraške hidrogeologije prof. Drogue. Pri njem je Primož leta 1978 magistriral s temo Etude chimique des eaux de la zone non saturée dans un karst (Študija kemizma vod v nezasičeni coni krasa) ter že leta 1981 doktoriral s temo Etude hydrodynamique d'un aquifère karstique (Hidrodinamična študija kraškega vodonosnika).

Primož je strokovnemu preučevanju krasa v Sloveniji posvetil skoraj vseh petnajst let delovanja v Geološkem zavodu Ljubljana. Posvečal se je predvsem slovenskemu Primorskemu in Notranjskemu krasu. Ta dva sicer predstavljata z vidika svetovnega razvoja krasoslovja klasično področje preučevanja krasa, a še vedno skrivata dovolj skrivnosti za sedanjo in bodoče generacije raziskovalcev. Primoževo delo v Geološkem zavodu je bilo iz materialnih razlogov usmerjeno skoraj vedno izrazito aplikativno. Tako je z dolgoletnimi sistematičnimi raziskavami s svojimi sodelavci uspešno rešil oskrbo Sežane z vodo iz zajetij pri Brestovici na Tržaško-Komenskem krasu ter izboljšal oskrbo Slovenskega Primorja z vodo iz zajetij pri izviru Rižane. Ta dva dosežka sta bila v slovenski javnosti zaradi svoje gospodarske pomembnosti, v mednarodni strokovni javnosti pa zaradi svoje strokovne kompleksnosti in obsežnosti raziskav najbolj odmevna. Vendar zato ne smemo pozabiti, da zajema Primoževa petnajstletna strokovna aktivnost še vrsto drobnih hidrogeoloških študij, katerih uspešna izvedba je bil temelj za reševanje oskrbe z vodo Ilirske Bistrice ter mnogih manjših naselij in industrijskih obratov. Ne smemo pa pozabiti niti njegovega dela pri varovanju kraških voda, ki se mu je posvečal ne le s strokovno korektnostjo, pač pa z vso vnemo krasu zavezanega naravoslovca.

Dragocena Primoževa lastnost je bila njegova sposobnost, da ob aplikativnih raziskavah ni zdrknil v intelektualno ceneno rutino, pač pa jih je bil zmožen strokovno osmisliti in dograditi do najvišje možne stopnje ter v tej obliki posredovati strokovni javnosti. Njegova bibliografija je zato najboljša ilustracija njegove strokovne odličnosti. Prav nesporna sposobnost publiciranja svojih dosežkov, povezana z brezhibnim strokovnim znanjem in znanjem vodilnih svetovnih jezikov, ga je ob delavnosti in ob bogastvu strokovnih idej že leta 1988 privedla do članstva v komisiji za kras svetovnega združenja hidrogeologov (IAH). S tem je Primož glede mednarodne uveljavitve slovenske hidrogeologije na ožjem strokovnem področju kraške hidrogeologije dosegel največ, kar je objektivno možno doseči. V naši ožji domovini bo to dosežek, ki bo še dolgo spodbujal in zavezoval njegove naslednike, da ga poskušajo doseči. Tem bo nedvomno laže, saj je strokovna raven, na katero je Primož ob pomoči sodelavcev dvignil raziskovanje kraških vodonosnikov v Sloveniji, za to nedvomno boljše izhodišče.

A res je tudi, da lahko tako strokovni razvoj kot tudi vse drugo vodijo le izrazite osebnosti – in osebnosti Primoževega kova je malo. Zato njegova smrt zapušča v slovenski hidrogeologiji neizbrisno vrzel.

*Miran Veselič*

**Bibliografija dr. Primoža Krivica**

*Objavljena dela:*

Krivic, P. & Praprotnik, A. 1970, Potapljanje ljubljanskih jamskih potapljačev v Divjem jezeru. More *13*/2, 8, Rijeka.

Krivic, P. & Praprotnik, A. 1970, Akcija potapljaške sekcije DZRJS v drugi polovici leta 1970. More *13*/5–6, 26–27, Rijeka.

Krivic, P. 1971, Pološka jama nad Tolminom. Proteus *34*/1, 15–17, Ljubljana.

Krivic, P. & Praprotnik, A. 1971, Raziskovanje sifonov v Rakovem rokavu Planinske jame. More *14*/1, 31–32, Rijeka.

Habič, P. & Krivic, P. 1972, Nova odkritja v Pološki jami. Naše jame *13*, 99–108, Ljubljana.

Krivic, P. & Praprotnik, A. 1973, Jamsko potapljanje v Sloveniji. Naše jame *14*, 3–14, Ljubljana.

Krivic, P. 1974, Ljubljanska jama. Naše jame *15*, 57–64, Ljubljana.

Krivic, P. 1974, Potapljaške raziskave izvirov Ljubljanice. Proteus *36*/5, 195–232, Ljubljana.

Krivic, P. 1974, Podvodne raziskave Divjega jezera. Idrijski razgledi *19*/1–2, 16–21, Idrija.

Krivic, P. & Praprotnik, A. 1975, Nove raziskave sifonov v porečju Ljubljanice. Naše jame *17*, 123–135, Ljubljana.

Gospodarič, R., Krivic, P. & Verbovšek, R. 1976, Hydrogeologic Interpretation of Underground Water Connections. In: Gospodarič, R. & Habič, P. (eds.): Underground Water Tracing – Investigations in Slovenia 1972–1975. Institute for Karst Research SAZU, 267–268, Postojna.

Gospodarič, R., Krivic, P. & Verbovšek, R. 1976, Hydrogeologische Interpretation der unterirdischen Wasserverbindungen. In: Gospodarič, R. & Zötl, J. G. (eds.), Markierung unterirdischen Wässer Untersuchungen in Slowenien 1972–1975. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, *28*, 251–252, Graz.

Krivic, P., Verbovšek, R. & Drobne, F. 1976, Hidrogeološka karta ozemlja med Cerknico, Idrijo in Vrhniko, v: Gospodarič, R. & Habič, P. (eds.) Underground Water Tracing – Investigations in Slovenia 1972–1975. Institute for Karst Research SAZU, 1 list, Postojna.

Krivic, P. 1976, Skozi Boko v osrčje Kanina. Planinski vestnik *76*/1, 1–7, Ljubljana.

Krivic, P. 1976, Slap Boka pod Kaninom. Proteus *38*/9–10, 331–335, Ljubljana.

Krivic, P. 1978, Etude chimique des eaux de la zone non saturée dans un karst (Perimètre expérimental de Corcone). Rapport DEA, 51 p., Montpellier.

Krivic, P. 1980, Kraška podtalnica pri Brestovici, 6. jugosl. simp. hidrogeol. inž. geol., Vodnik, 14–15, Portorož.

Krivic, P. & Drobne, F. 1980, Hidrogeološke raziskave Tržaško-Komenskega krasa. 6. jugosl. simp. hidrogeol. inž. geol., Zbornik referatov *1*, 233–239, Portorož.

Krivic, P. 1981, Etude hydrodynamique d'un aquifère karstique. Thèse Doct. Ing., Univ. Montpellier, 108 p., Montpellier.

Krivic, P. 1982, Variations naturelles de niveau piézométrique d'un aquifère karstique. Geologija *25*/1, 129–150, Ljubljana.

Krivic, P. 1982, Transmission des ondes de marée à travers l'aquifère côtier de Kras. Geologija *25*/2, 309–325, Ljubljana.

Krivic, P., Praprotnik, A. & Smerdu, R. 1983, Potapljaške raziskave Divjega jezera (Kat. Št. 5000). Naše jame *25*, 7–10, Ljubljana.

Krivic, P. 1984, Interprétation des essais par pompage réalisés dans un aquifère karstique. Geologija *26*, (1983), 149–186, Ljubljana.

Drogue, C., Razack, M. & Krivic, P. 1984, Survey of a Coastal Karstic Aquifer by Analysis of the Effect of the Sea-tide: Example of the Kras of Slovenia, Yugoslavia. Environmental Geology and Water Sciences *6*/2, 103–109, New York.

Bricelj, M., Kosi, G. & Krivic, P. 1986, Tracing of Underground Karstic Waters with the Phage P22H5. Svetovni mikrobiološki kongres, Ljubljana.

Bricelj, M., & Krivic, P. 1986, Karstwassermarkierung mit Bakteriophagen. IV. Internat. Hydromikrobiologisches Symposium, Pieštany, 285–289, Bratislava.

Krivic, P. & Pezdič, J. 1986, Natural and Artificial Tracer Investigations of the Catchment Area of the Rižana Spring (SW Slovenia, Yugoslavia). Proc. 5th Inter. Symp. on Underground Water Tracing, 459–460, Athens.

Pezdič, J., Dolenec, T., Krivic, P. & Urbanc, J. 1986, Environmental Isotope Studies Related to Groundwater Flow in Central Slovenian Karst Region, Yugoslavia. Proc. 5th Inter. Symp. on Underground Water Tracing, 91–100, Athens.

Krivic, P. 1987, Determination of Ground Water Quality Protection Areas in Karst Terrain. Symposium – Karst Systems of the Atlantic Border, Tomar, Lisboa.

Krivic, P., Bricelj, M., Trišič, N. & Zupan, M. 1987, Sledenje podzemnih vod v zaledju izvira Rižane. Acta carsologica *16*/4, 83–104, Ljubljana.

Bricelj, M., Krivic, P. & Zupan, M. 1989, Phage and Flourescent Dyes Tracing in Karst. 28th International Geological Congress, *1*, 199–200, (Abstracts), Washington.

Krivic, P., Bricelj, M. & Zupan, M. 1990, Podzemne vodne zveze na področju Čičarije in osrednjega dela Istre. Acta carsologica *18*, (1989), 265–295, Ljubljana.

*Javna predavanja:*

1977, Slovensko geološko društvo: Hidrogeološke raziskave Tržaško-Komenskega Krasa (Brestovica).

1986, Slovensko geološko društvo: Kras Tauridov in Centralne Anatolije.

1987, Slovensko geološko društvo: Hidrogeološke raziskave kraške podtalnice pri Brestovici.

1988, Planinsko društvo Cerknica: Vulkani južne Italije – Stromboli, Etna in Vezuv.

# Akademičarki Vandi Kochansky-Devidé v spomin



Dne 26. februarja 1990 je v Zagrebu v 75. letu starosti umrla Vanda Kochansky-Devidé, redna članica Jugoslovanske akademije znanosti in umetnosti in upokojena redna profesorica paleontologije na zagrebški univerzi.

Njena življenjska pot se je začela 10. aprila 1915 v stari kuriji na Kaptolu v Zagrebu. Po materi je bila Slovenka, po očetu pa Hrvatica s poljsko-češkimi predniki. Že zelo zgodaj je vzljubila naravo in življenje v njej. Po gimnazijskih letih se je posvetila študiju biologije na zagrebški univerzi, tam leta 1938 diplomirala, leta 1943 pa doktorirala iz biostratigrafije. Od l. 1935 je delala v Geološko-paleontološkem zavodu zagrebške univerze; najprej je pomagala pri vajah in urejevanju paleontološke zbirke kot demonstratorka, od l. 1938 do 1953 je bila asistentka, leta 1953 je postala docentka in 1962 redna profesorica za paleontologijo. Svoja prva znanstvena dela je posvetila terciarnim mehkužcem in se k njim vračala tudi še pozneje. Njeno glavno področje pa je postalo raziskovanje fuzulinidnih foraminifer, ki jih je najprej spoznavala pri terenskih delih na velebitskem karbonu in permiju v ekipi prof. M. Salopeka. Po začetnih težavah s to zahtevno fosilno skupino so se hitro vrstili uspehi. Z izsledki in tehtnimi razpravami se je uvrstila med najboljše poznavalce te pomembne karbonske in permijske fosilne skupine na svetu. Opisala je več kot 150 vrst, med njimi 33 novih vrst in podvrst iz 66 rodov, se ukvarjala z njihovimi zapletenimi filogenetskimi problemi, hkrati pa obdelovala tudi spremljajoče male foraminifere in apnenčeve alge. Napisala je 200 razprav in člankov, od tega okoli 100 znanstvenih del, med katerimi jih je kar precej tudi o fosilih s slovenskega ozemlja. Sama in s sodelavci je v Sloveniji objavljala v revijah Geologija, Razprave IV. razr. Slovenske akademije znanosti in umetnosti, Rudarsko-metalurškem zborniku in v Proteusu.

Z veliko vnemo se je lotila tudi zgodovine naravoslovnih znanosti na Hrvaškem

ter tamkajšnjih raziskovalcev in s 17 deli zapolnila veliko praznino. Zavzeto je raziskovala tudi zgodovino Lipoldovega rodu in življenjsko pot prvega slovenskega geologa Marka Vincenca Lipolda. Geološki bibliografiji Hrvaške je posvetila sedem člankov. Napisala je dva učbenika za paleontologijo, prvega skupaj s prof. M. Salopekom, in iz njih smo se učili paleontologijo tudi starejši slovenski geologi. Bila je urednica Geološkega vjesnika od 1959 do 1973, revije Palaeontologia Jugoslavica 1969 do 1989 in urednica Bull. sci. Yugosl. A od leta 1978 do 1989.

Mnoge generacije hrvaških geologov, magistrov in doktorjev znanosti je črpalo njeno izredno znanje, ki ga je tako nesebično in dobrohotno razdajala. Tudi slovenski geologi in raziskovalci so bili v veliki meri deležni znanja iz njene zakladnice in njene nesebične pomoči pri paleontoloških raziskavah, ki so pripomogle k natančnejšim stratigrafskim razčlenitvam. Vso skrb je posvečala tudi našim študentom 3. stopnje in magistrantom, ki so pri njej poslušali mikropaleontologijo.

Slovensko geološko društvo je Vando Kochansky-Devidé že leta 1966 izvolilo za dopisno članico, Slovenska akademija znanosti in umetnosti pa leta 1975 za zunanjo dopisno članico. Bila je deležna priznanj doma in v tujini, najprej pa prav v Sloveniji, ko je skupaj z A. Ramovšem leta 1966 dobila nagrado Sklada Borisa Kidriča, leto kasneje nagrado Ruđer Bošković in leta 1975 nagrado Sveta za znanstveno delo Hrvaške za svoje življenjsko delo.

Čeprav je Vanda Kochansky-Devidé živela v Zagrebu, je vzdrževala tesne vezi s Šentjernejem (med drugim je tam nabirala miocenske okamnine in v Proteusu objavila članek o njih skupaj z zanimivo zgodovino raziskav tamkajšnjih najdišč) in Lenartom v Slovenskih goricah. Zelo rada je z možem obiskovala naš planinski svet, v katerem jo je posebno zanimala flora in je občudovala rastlinski svet; privlačili pa so jo tudi fosilni ostanki.

Ta drobec iz znanstvenega dela in življenja zavzete ter znanosti predane, skromne in srčno dobre Vande ne more dovolj osvetliti njenega obsežnega dela. Njeno delo bo vtkano kot žlahten prispevek v narodovo in občo naravoslovno zakladnico. Slovenska geologija in naravoslovje bosta s toplo zahvalo ohranila v lepem spominu izvrstno paleontologinjo in plemenito ženo, cenjeno tudi daleč zunaj meja domovine, Vando Kochansky-Devidé.

*Anton Ramovš*

GEOLOGIJA 33, 15–20 (1990), Ljubljana

# Dela Vande Kochansky-Devidé v slovenski paleontologiji

*Anton Ramovš*
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Vanda Kochansky-Devidé je pomembno prispevala k poznavanju mikrofosilov v karbonskih in permijskih plasteh Slovenije, deloma pa tudi še v mlajših geoloških dobah. Kot ena najboljših poznavalk fuzulinidnih foraminifer je s svojimi študijami pomagala razvozljati marsikateri stratigrafski problem in podala točnejšo stratigrafsko uvrstitev plasti. V časovnem zaporedju navajam njena dela s slovenskega ozemlja in njene najpomembnejše ugotovitve, objavljene v slovenskih strokovnih časopisih, pomembnejše pa tudi v tujih geoloških in paleontoloških revijah. V revijah Geologija, Razprave IV. razr. Slovenske akademije znanosti in umetnosti, v Rudarsko-metalurškem zborniku, pri Slovenski matici in v Proteusu je skupaj z A. Ramovšem objavila deset razprav in člankov, v reviji Geologija sama pomembno razpravo o permijskih mikrofosilih zahodnih Karavank, v Zborniku 8. jugoslov. geološkega kongresa skupaj z A. Ramovšem in P. Stevanovićem članek o paleontologiji v Jugoslaviji do leta 1974, v reviji Geologija pa skupaj s S. Buserjem, J. Cajhnom in A. Ramovšem še razpravo, v kateri je obdelala trogkofelske apnenčeve alge in fuzulinidne foraminifere.

V svojem prvem paleontološkem delu s slovenskega ozemlja je leta 1954 (Kochansky-Devidé & Ramovš, 1954) opisala fuzulinido *Palaeofusulina nana* Licharev in določila spremljajoče mikrofosile. Tako je bila tudi s fuzulinido dokazana zgornjepermijska starost pomembnega najdišča bogate brahiopodne favne v Volaki pod Blegošem. V zbruskih iz zgornjepermijskega apnenca pri Žažarju in Vrzdencu pa je ugotovila fuzulinidi *Staffella* in *Ozawainella,* male foraminifere in apnenčeve alge.

Iz srednjepermijskega apnenca na Straži pri Bledu in nad Bohinjsko Belo, v katerem je A. Ramovš našel tudi bogato in dotlej v Sloveniji še neznano neoschwagerinsko fuzulinidno favno, je določila in opisala nov rod *Kahlerina* z vrstama *Kahlerina pachytheca* in *K. pusilla,* vrsto *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager) ter njeno novo podvrsto *N. craticulifera occidentalis,* novi vrsti *Dunbarula nana* in *Dunbarinella alpina* in še vrste *Verbekina verbeeki* (Geinitz), *V. volzi* Staff, *Pseudodoliolina pseudolepida* (Deprat) in *Afghanella sumatrinaeformis* (Gubler) in podvrsto *Neoschwagerina craticulifera multicircumvoluta* Deprat (Kochansky-Devidé & Ramovš, 1955).

Na prvem jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu je v referatu o pregledu raziskovanj fuzulinid v Jugoslaviji podala pregled tudi dotlej znanih fuzulinid v Sloveniji (Kochansky-Devidé, 1956).

Zgornjekarbonske in permijske mikrofosile Slovenije je zajela tudi v referatu na petem jugoslovanskem geološkem kongresu leta 1962 v Beogradu (Kochansky-Devidé, 1962), kmalu nato pa poročala o mikrofosilih jugoslovanskega in s tem tudi slovenskega permija. Na 18. tabli je tudi slika nove vrste *Triticites* (*Darvasites*) *citrus* n. sp. iz spodnjega permija pri Ortneku ter od prav tam še vrsti *T.* (*Darvasites*) cf. *contractus* (Schellwien) in *T.* (*Darvasites*) aff. *fornicatus* (Kanmera) (Kochansky-Devidé, 1964a).

Istega leta je izšlo njeno delo o osnih septulah pri nekaterih neoschwagerinskih vrstah in v njem je obravnavala tudi neoschwagerine Bleda in Bohinjske Bele (Kochansky-Devidé, 1964b).

Zanimivo neoschwagerinsko fuzulinidno favno sta M. Minato in Vanda Kochansky-Devidé obravnavala tudi v članku o neoschwagerinskih vrstah v Jugoslaviji in na tabeli predočila razširjenost neoschwagerin v Jugoslaviji, tudi v Sloveniji, in na Japonskem (Minato & Kochansky-Devidé, 1964).

K obsežnemu Ramovševemu delu o razvoju mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem je Vanda Kochansky-Devidé prispevala določitve in opise fuzulinidnih in malih foraminifer ter apnenčevih alg. Opisala je novi vrsti *Darvasites citrus* in *Pseudofusulina rakoveci* ter novo podvrsto *Pseudoschwagerina muongthensis slovenica*, med drugimi pa tudi vrste *Schubertella australis* Thompson & Miller, *S.* ex gr. *paramelonica* Sulejmanov, *Pseudofusulina multiseptata* (Schellwien), *Schwagerina carniolica* Kahler & Kahler, *Robustoschwagerina schellwieni* Hanzawa in *Staffella moelleri* Ozawa. Med apnenčevimi algami je opisala vrste *Anthracoporella spectabilis* Pia, *Epimastopora alpina* Kochansky & Herak, *E.* cf. *likana* Kochansky & Herak, *Gyroporella? tenuimarginata* Endo in *Neoanchicodium catenoides* Endo (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1965).

Iz apnenčevega materiala, ki ga je na Jezerskem zahodno od Virnikove planine nabral K. Grad, je Vanda Kochansky-Devidé določila in opisala novo podvrsto *Protriticites pramollensis serior* in ji pripisala srednjekasimovijsko starost. To so bile dotlej tudi najstarejše paleontološko ugotovljene zgornjekarbonske plasti v Sloveniji (Kochansky-Devidé, 1965).

Osnovno delo o zgornjekarbonskih mikrofosilih v zahodnih Karavankah je dodala Ramovševemu stratigrafskemu razvoju tamkajšnjega zgornjega karbona. Med fuzulinidami so najštevilnejše *Quasifusulina longissima ultima* Kanmera, *Q.* ex aff. *longissima* (Moeller), *Triticites pusillus* (Schellwien), *T.* cf. *pseudoarcticus* Rauser in *Rugosofusulina alpina antiqua* (Schellwien), med apnenčevimi algami pa *Anthracoporella spectabilis* Pia, *A. vicina* Kochansky & Herak in *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson (Kochansky-Devidé & Ramovš, 1966).

Isto leto je izšlo njeno delo o rodu *Reichelina* in o reichelinah v Jugoslaviji. Iz trogkofelskega apnenca severnozahodno od Frtaleža, zahodno od Srednjega vrha, je opisala novo vrsto *Reichelina slovenica*, ki se pojavlja skupaj z drugimi fuzulinidami, malimi foraminiferami ter apnenčevimi algami, brahiopodi in drugimi fosilnimi ostanki (Kochansky-Devidé, 1966a).

Zanimiv je bil takrat še njen prispevek o notranji strukturi staffelid in v delu upodablja holotip vrste *Kahlerina pusilla* Kochansky-Devidé & Ramovš in razglablja o rodu *Kahlerina* (Kochansky-Devidé, 1966b).

Iz rjavkasto sivih apnenčevih blokov norijskega apnenca v dolini Železnice severno od Martuljka je opisala novo, zanimivo algino vrsto *Physoporella leptotheca*, ki se pojavlja tudi v spodjenorijskem dolomitu ob železniški progi Borovnica–Verd, okoli 70 m naprej od predora pred nekdanjo železniško postajo. Majhen cilindrični

dazikladacejski skelet s tankimi stenami in močno izbočenimi nazobčanimi členki se loči od drugih triasnih fizoporel (Kochansky-Devidé, 1967).

Vzhodno od Zabreške planine pod Stolom je A. Ramovš v sivem mikritnem apnencu klastičnega trgkofelskega razvoja nabral precej fuzulinid; Vanda Kochansky-Devidé je med njimi določila in opisala nov rod *Paratriticites* z novo vrsto *jesenicensis* (Kochansky-Devidé, 1969a).

Iz zgornjekarbonskega apnenca, natančneje iz spodnjega dela gželjske stopnje, je opisala novo vrsto *Triticites* (*Ferganites*) *ramovsi*. A. Ramovš je odkril to kamnotvorno vrsto v večjem kosu v trbiški breči nad Podolševo, kjer so tudi posamični kosi gželjskega apnenca (Kochansky-Devidé, 1969b).

Istega leta je objavila članek o razvoju fuzulinid. Opisala in upodobila je vzporedne razvojne tendence pri vrstah *Rugosofusulina alpina antiqua* (Schellwien) iz Savskih jam, *R. alpina* cf. *communis* (Schellwien) pod Košuto, *Quasifusulina* cf. *longissima* (Moeller) vzhodseverovzhodno od Mojstrane in *Pseudoschwagerina* cf. *turbida* Kahler & Kahler, Robe pri Kranjski gori (Kochansky-Devidé, 1969c).

Leta 1969 je skupaj z A. Ramovšem predstavila geološke razmere, okamnelo življenje in značilnosti pokrajine Hrvaškega primorja, Velebita, Like, Plitvic in ozemlja med Slunjem, Karlovcem, Metliko in Novim mestom. Ta potopis je kažipot k zanimivostim tega ozemlja, posebno še Plitvic, enega najlepših biserov, ki jih je narava natrosila po naši širši domovini (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1969).

Končno je leta 1969 prispevala skupaj z V. Petkovškom zapis ob 30-letnici smrti pomembnega slovenskega mikologa prof. Davorina Sinkoviča, rojenega leta 1851 v Selah pri Podčetrtku, umrlega pa leta 1938 v Zagrebu (Kochansky-Devidé, & Petkovšek, 1969).

Najobsežnejše paleontološko delo Vande Kochansky-Devidé na slovenskem ozemlju je publikacija o permijskih mikrofosilih v zahodnih Karavankah. Na šestih področjih (Javorniški rovt z okolico, Črni vrh in Jeseniški rovti, Planina pod Golico–Prihodi–Plavški rovt, med Zabreško in Doslovško planino pod Stolom, med Kranjsko Goro in Hrušico in zadnje področje – južno pobočje Dobrče, sek.) so A. Ramovš, J. in V. Pohar nabrali v 110 najdiščih veliko fuzulinidnih foraminifer, malih foraminifer in apnenčevih alg, napravljenih je bilo tudi 490 zbruskov. Med fuzulinidami je Kochansky določila in večidel tudi upodobila vrste *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien), *Schubertella australis* Thompson & Miller, *Sch. kingi* Dunbar & Skinner, *Neofusulinella* cf. *giraudi* Deprat, *Fusiella schubertellinoides* Sulejmanov, *Boultonia willsi* Lee, *Biwaella* cf. *europaea* Kochansky & Milanović, *Darvasites citrus* Ramovš & Kochansky, *D. contractus* (Schellwien), *D.* cf. *fornicatus* (Kanmera), *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé, *Pseudofusulina rakoveci* Ramovš & Kochansky, *P. fusiformis* (Schellwien) em. Igo, *P.* cf. *duplithecata* Igo, nova podvrsta *P. vulgaris rugosa*, *Pseudoschwagerina* cf. *extensa* Kahler & Kahler, *P.* cf. *turbida* Kahler & Kahler, *P.* cf. *confinii* Kahler & Kahler, *Schwagerina* cf. *citriformis* (Kahler & Kahler), *Zellia mira* (Kahler & Kahler), *Paraschwagerina* cf. *stachei* Kahler & Kahler, *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanzawa) in *R.* aff. *tumida* (Licharev). Med apnenčevimi algami naj omenim le vrste *Eugonophyllum magnum* (Endo), *Anchicodium fukujiense* Endo & Horiguchi, *Neoanchicodium catenoides* Endo, *Ortonella morikawai* Endo, *Anthracoporella spectabilis* Pia, *A. vicina* Kochansky & Herak, *Mizzia cornuta* Kochansky & Herak, *M. yabei* (Karpinski), *Epimastopora alpina* Kochansky & Herak, *E. likana* Kochansky & Herak, *E. piai* Korde, *Gyroporella nipponica* Endo & Hashimoto, *G. microporosa* Endo, *G.? tenuimarginata* Endo, nova

vrsta *G. intusannulata* in *Permocalculus* aff. *kanmerai* (Konishi). Med mikroproblematikami je najbolj pogosten *Tubiphytes obscurus* Maslov, sledita mu *T. carinthiacus* (E. Flügel) in *Hikorocodium elegantae* Endo. (Kochansky-Devidé, 1970a).

V članku o šentjernejskih fosilih je zanimivo popisala zgodovino raziskav tamkajšnjih najdišč in njihove okamnele ostanke (Kochansky-Devidé, 1970b).

V. Kochansky-Devidé je določila in opisala spodnjepermijske mikrofosile v profilu potoka Košutnik, ki je postal eden najpomembnejših profilov klastičnega razvoja trogkofelske stopnje v Južnih Alpah (Buser, Cajhen, Kochansky-Devidé & Ramovš, 1973).

Iz srednjeratendorfskih apnencev (= obmejne plasti) je opisala nov problematikum *Ramovsia limes*, ki je razširjen v Alpah, Dinaridih in verjetno tudi na Uralu. Ta problematikum morda pripada sesilni foraminiferi. Fiksosesilni mikroorganizem je živel v mirni plitvi vodi, kjer je obraščal drobne algine vejice (Kochansky-Devidé, 1973).

Nova slovenska fuzulinidna rodova *Kahlerina* in *Paratriticites* ter nove vrste je Vanda Kochansky-Devidé zapisala spet v delu o fuzulinidnih rodovih v Jugoslaviji in novih taksonih (Kochansky-Devidé, 1975).

Na osmem jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu je predvsem z izsledki na Hrvaškem sodelovala pri referatu o paleontologiji v Jugoslaviji do leta 1974 (Kochansky-Devidé, Ramovš & Stevanović, 1976).

Iz ladinijske konglomeratne breče na Vršiču je ugotovila vodilne rodove in vrste spodnjepermijskih trogkofelskih, srednjepermijskih neoschwagerinskih in vrhnjih zgornjepermijskih apnencev. Med slednjimi so pomembne posebno napredne boultoniine in reicheline, ki jih v primarni kamnini še nismo našli (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979a).

Iz karbonskih in permijskih plasti v severnih Julijskih Alpah je na ozemlju zahodno od Kranjske Gore v materialu, ki ga je nabral A. Ramovš, določila in opisala fuzulinide in apnenčeve alge, ki dokazujejo gželijsko, rotnoveško in trogkofelsko stopnjo. Razen malih foraminifer je opisala še vrste *Triticites* (*Ferganites*) aff. *ramovsi* Kochansky-Devidé, ki je kamnotvorna nad Solčavo, v Julijcih pa se pojavlja skupaj z vrstama *Quasifusulina longissima ultima* Kanmera in *Ramovsia limes* Kochansky-Devidé (= gželij) in trogkofelsko vrsto *Pseudofusulina* ex gr. *vulgaris* (Schellwien). Upodobljene so še *Paratriticites jesenicensis* Kochansky-Devidé, *Darvasites contractus* (Schellwien), *Pseudofusulina vulgaris rugosa* Kochansky-Devidé, *Zellia* sp. B cf. *heritschi* Kahler & Kahler (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979b).

A. Ramovš in V. Kochansky-Devidé sta na osmem mednarodnem kongresu stratigrafije in geologije karbona leta 1975 v Moskvi podala razvoj karbonske biostratigrafije v severnozahodni Jugoslaviji (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979c).

Pri podrobnem raziskovanju severnih Julijskih Alp je A. Ramovš ugotovil karbonske in permijske plasti tudi pri Logu vzhodno od Kranjske Gore, in sicer sklade gželijske stopnje in spodnjepermijsko trogkofelsko formacijo v karbonatnem in klastičnem razvoju. Vanda Kochansky-Devidé je med drugimi mikrofosili določila tudi novo fuzulinidno podvrsto *Schubertella paramelonica alpina*, ki ima zelo izrazit dimorfizem, je pa trogkofelske starosti (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1981).

Vanda Kochansky-Devidé je z veliko vnemo raziskovala tudi zgodovino Lipoldovega rodu in življenjsko pot prvega slovenskega geologa Marka Vincenca Lipolda; obsežno dokumentirano gradivo je predstavila tudi na svečanosti ob 100-letnici njegove smrti leta 1983. Skupaj z A. Ramovšem, ki je predočil njegovo izjemno

ustvarjalno delo in dosežke v geologiji in rudarstvu, je izšlo zbrano gradivo v Zborniku za zgodovino naravoslovja in tehnike Slovenske matice (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1985) in v reviji Geologija (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1983).

Razen študij mikrofosilov v navedenih objavljenih delih je določevala fuzulinidne in male foraminifere ter apnenčeve alge še za različne potrebe, predvsem kartirajočih geologov Geološkega zavoda v Ljubljani na ozemlju Karavank in napisala več rokopisnih poročil. Pet od njih je objavljenih na koncu njene bibliografije za slovensko ozemlje.

**Bibliografije Vande Kochansky-Devidé za slovensko ozemlje** (po letih)

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1954, *Palaeofusulina nana* Licharev iz belerofonskih skladov v Volaki in primerjava z mikrofosili drugih krajev v Sloveniji. Razprave IV. razr. SAZU *2*, 329–340, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1955, Neoschwagerinski skladi in njih fuzulinidna favna pri Bohinjski Beli in Bledu. Razprave IV. razr. SAZU *3*, 359–424, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1956, Pregled dosadašnjih istraživanja fusulinida Jugoslavije. Prvi jugoslov. geol. kongres na Bledu 23.–27. V. 1955, 139–151, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1962, Nova istraživanja gornjopaleozojskih mikrofosila Jugoslavije. Referati 5. savet. geol. F. N. R. Jugosl., 15–21, Beograd.

Kochansky-Devidé, V. 1964a, Die Mikrofossilien des jugoslawischen Perms. Paläont. Z. *38*, 180–188, Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V. 1964b, Ueber die Axialseptula einiger Neoschwagerinen Arten aus Jugoslawien. Geol. vjesnik 17, 143–147, Zagreb.

Minato, M. & Kochansky-Devidé V. 1964, Ueber die Neoschwagerinen-Arten Jugoslawiens. Earth Sci, Journ. Assoc. Geol. Collabor. in Japan *73*, 13–17, Sapporo.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1965, Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem. Razprave IV. razr. SAZU *8*, 319–416, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1965, Die ältesten Fusulinidenschichten Sloweniens. Geol. vjesnik *18*, 333–336, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1966, Zgornjekarbonski mikrofosili in stratigrafski razvoj v zahodni Sloveniji. Razprave IV. razr. SAZU *9*, 299–333, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1966a, Ueber das geologische Alter der Gattung *Reichelina* und die Reichelinen Jugoslawiens. Eclogae geol. Helv. *59*, 39–45, Basel.

Kochansky-Devidé, V. 1966b, Štaffellidi s začatočnimi foraminami i parahomatami. Akad. nauk CCCP, otdel nauk o zemle, Geol. inst. *10*, 89–97.

Kochansky-Devidé, V. 1967, Eine interessante neue *Physoporella*-Art (Dasycladaceae) aus der Trias von Slowenien. Geol. vjesnik *20*, 171–174, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1969a, *Paratriticites*, eine neue Fusuliniden Gattung aus dem Trogkofelkalk. Bull. sci. Yugosl., A, *14*, 297–298, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1969b, Triticitenkalk (Oberkarbon, Gshel-Stufe) bei Solčava, Ostkarawanken. Geol. vjesnik *22*, 99–104, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1969c, Parallel tendencies in the evolution of the fusulinids. Rocznik Pols. towar. Geol. *39*, 35–40, Kraków.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1969, Z geologi v Hrvaško primorje, na Velebit in Plitvice. Proteus *31*, 204–212, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. & Petkovšek, V. 1969, Pozabljeni slovenski mikolog. Proteus *31*, 140–143, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1970a, Permski mikrofosili zahodnih Karavank. Geologija *13*, 175–256, 26 tabl. Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1970b, O šentjernejskih fosilih. Proteus *33*, 10–13, Ljubljana.

Buser, S., Čajhen, J., Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A. 1973, Podroben profil skozi trogkofelske plasti v potoku Košutnik v Karavankah. Razprave IV. razr. SAZU *16*, 171–185, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1973, *Ramovsia limes* n. gen. n. sp. (Problematica), ein Leitfossil der Grenzlandbänke (unteres Perm). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg. *1973*, 462–468, Stuttgart.

Kochansky-Devidé, V. 1975, Die Fusulinidengattungen Jugoslawiens und die neu aufgestellten Taxa. Geol. vjesnik *28*, 401–407, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V., Ramovš, A. & Stevanović, P. 1976, Paläontologie in Jugoslawien bis 1974. 8. jugoslov. geol. kongres, Bled, 1.–5. okt. 1974. 2. knj. Paleontologija, sedimentologija, stratigrafija, 27–44, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1979a, Ladinijske konglomeratne breče na Vršiču in njih permijski ter triasni fosili. Rudar.-metal. zbornik *26*, 155–165, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1979b, Karbonske in permske plasti v severnih Julijskih Alpah. Geologija *22*, 21–54, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V., 1979c, Carboniferous of NW Yugoslavia. C. R. 8ème Congr. Internat. Strat. Geol. Carbonifère, Vol. *2*, 17–21, Moskva.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1981, Karbonske in permske plasti pri Logu v Julijskih Alpah. Geologija *24*, 91–107, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1983, Marko Vincenc Lipold (1816–1883), prvi slovenski geolog in šolani montanist. Ob 100-letnici smrti. Geologija *26*, 5–21, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1985, Marko Vincenc Lipold (1816–1883), prvi slovenski geolog. Življenje in delo. Zbornik za zgodovino naravoslovja in tehnike. Slovenska matica *8*, 9–63, Ljubljana.

**Rokopisna poročila**

Kochansky-Devidé, V. 1954, Izveštaj o mikropaleontološkoj analizi karbonskih i permskih uzoraka Jezerskog. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1966, Poročilo o mikropaleontoloških raziskavah vzorcev in zbruskov iz zahodnih Karavank. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1967, Poročilo o mikropaleontološkem raziskovanju vzorcev profila v zgornjem paleozoiku pod Košuto in sosednjih najdišč. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1968, Poročilo o mikropaleontološki analizi zbruskov iz Karavank v širšem področju Dolžanove soteske. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1969, Mikrofosili zgornjeg paleozoika – Geološka karta, list Celovec. Arhiv Geol. zavoda Ljubljana.

GEOLOGIJA *33*, 21–170 (1990), Ljubljana

**UDK 56.61/62:551.761(497.12)=863**

# Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen

## Microfauna of Middle and Upper Triassic in Slovenia and its biostratigraphic significance

*Tea Kolar-Jurkovšek*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

Natančno je raziskana celotna izolirana mikrofavna štiriindvajsetih srednje- in zgornjetriasnih nahajališč v Sloveniji. Posamezne vrste konodontnih rodov *Neogondolella, Epigondolella in Pseudofurnishius* so odlični vodilni fosili, na osnovi katerih je ugotovljeno devet konodontnih con in ena podcona. Za področje Slovenije je tokrat prvič podana definicija za ugotovljene konodontne cone. Raziskane lokalitete pripadajo dinarski in sefardski konodontni provinci Tetidino-pacifičnega področja. V članku je opisano oseminštirideset taksonov radiolarijev, ostrakodov, holoturij, konodontov in ribjih lusk ter predstavljeno šestnajst tipov kremenastih spikul. Večina opisanih taksonov je tokrat prvič najdena v Jugoslaviji.

**Abstract**

Total isolated microfauna from 24 Middle and Upper Triassic localities in Slovenia was studied in detail. Individual species of conodont genera *Neogondolella, Epigondolella* and *Pseudofurnishius* are excellent index fossils on basis of which nine conodont zones and one subzone were established. For the area of Slovenia here for the first time the definition of recognized conodont zones is given. The studied localities belong to the Dinaric and Sephardic conodont provinces of the Tetyan-Pacific realm. In paper totally 48 taxa of radiolarians, ostracods, holothurians, conodonts, fish scales and 16 types of sponge spicules are described. Most of the presented taxa are first finds one the territory of Yugoslavia.

## Uvod

V predstavljenem delu so opisani rezultati večletnih raziskav pelagičnih triasnih plasti v Sloveniji. Opravljene so bile v okviru Osnovne geološke karte SFRJ 1:100000 in posameznih raziskovalnih nalog, katere je finančno omogočila Raziskovalna skupnost Slovenije. Čeprav je težišče prve faze mojih raziskav slonelo predvsem na raziskovanju konodontnih elementov, sem zaradi bogate mikropaleontološke vsebine, ki sem jo našla v težki in lahki frakciji »konodontnih« vzorcev, pričela z določe-

vanjem tudi spremljevalne mikrofavne. V njej so največkrat prisotni radiolarji, spikule spongij, holoturije in ostrakodi. Za tako široko področje mikropaleontoloških raziskav sem se odločila zato, ker nadrobna preučevanja celotnih mikrofosilnih združb iz triasnih plasti v Sloveniji doslej še niso bila opravljena.

V raziskanih profilih so poleg regionalnega geologa pogosto sodelovali tudi sedimentologi, mikro- in makropaleontologi, kar je vsekakor dopolnilo naša spoznanja o natančnem kronostratigrafskem razčlenjevanju triasnih plasti in okolju njihovega nastanka.

Za dragocene nasvete in pomoč pri raziskavah se zahvaljujem prof. dr. S. Buserju, doc. dr. M. Sudarju in dr. B. Jurkovšku.

## Pregled dosedanjih raziskav izolirane triasne mikrofavne v Sloveniji

Triasni sedimenti so v Sloveniji zelo razprostranjeni in so zato bili že doslej, predmet številnih geoloških raziskovanj. Starost teh sedimentov je bila deloma dokazana z makrofosili, največkrat pa z mikrofosili, najdenimi v zbruskih. Čeprav je bila metoda raztapljanja apnencev po Beckmannu uvedena med paleontološke raziskave v Sloveniji konec šestdesetih let, je šele v zadnjih desetih letih postala sestavni del večine sistematskih preučevanj triasnih plasti. Razlog za to je kratka vertikalna in široka horizontalna razširjenost nekaterih konodontov, saj je z njihovo pomočjo mogoče ugotoviti natančno starost raziskovanih plasti. Najdbe konodontov so zato v mnogih primerih rešile zadrege o točni geološki starosti, in sicer predvsem tam, kjer ni bilo vodilnih fosilov ali so bili le-ti slabo ohranjeni.

V zadnjih nekaj letih smo omenjeno metodo dopolnili z raziskovanjem preostalih morebitno prisotnih mikrofosilov. Končni rezultat te metode, po ločitvi z bromoformom, sta težka in lahka kamninska frakcija. Fosilni inventar težke frakcije tvorijo poleg konodontov še ostanki rib pa tudi vsi drugi piritizirani ali limonitizirani mikrofosili. V združbah lahkih frakcij se največkrat nahajajo foraminifere, radiolariji, spongije, ostrakodi in ehinodermati. Natančen pregled konodontnega vzorca, to je v kislini netopnega ostanka, nudi celovito sliko o sestavi tedanje mikrofosilne združbe. Dosedanja raziskovanja so pokazala, da imajo od vseh morebitno prisotnih mikrofosilov prav konodonti največjo stratigrafsko vrednost. Prednost te analize v primerjavi z zbruski je ta, da prva zajema večji prostorninski del raziskovane kamnine in nudi možnost opazovanja mikrofosilov z vseh smeri, saj so dobljeni primerki izolirani.

V tem poglavju so na kratko podani rezultati dosedanjih raziskav triasnih konodontov v Sloveniji. Dosedanji raziskovalci so se v glavnem omejili na preučevanje konodontov, in sicer zaradi njihove velike stratigrafske vrednosti, deloma pa tudi zaradi zamudnega analiziranja celokupne izolirane mikrofavne. Vključeni pa so tudi podatki o drugih, vendar redkeje opisanih izoliranih mikrofosilih.

### Spodnji trias

V spodnjetriasnih plasteh Slovenije smo doslej našli malo konodontov, saj takratno okolje večinoma ni ustrezalo življenjskim razmeram konodontonosnih živali in je zato malo možnosti, da bi jih lahko z njihovo pomočjo podrobneje razčlenili.

Le v zgornjem delu spodnjega triasa je tu in tam prevladovala mirnejša plitvovodna karbonatna sedimentacija. V rumeno sivem lapornem ploščastem apnencu s številnimi amoniti iz rodov *Tirolites* in *Dalmanites*, polži *Natiria costata* Münster in *Natica gregaria* Schlotheim ter foraminiferama *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) in *Ammodiscus incertus* (d' Orbigny) so bili pri Ledinah najdeni primerki konodontov vrste *Ellisonia triassica* Müller (Grad & Ferjančič, 1976; Pantić, 1969).

Prav toliko stare plasti pri Trojanah sestoje iz črnega lapornega ploščastega apnenca z značilno makrofavno *Holopella gracilior* Schauroth in *Natiria costata* ter konodonti *Pachycladina* sp. in *Lonchodina* cf. *discreta* Ulrich & Bassler (Pohar & Premru, 1972; Premru et al., 1978).

## Srednji trias

### *Anizijska stopnja*

Dosti boljše rezultate so dale konodontne raziskave plasti anizijske stopnje, ki so marsikje pelagično razvite. Iz črnega, rdečkastega, rjavega ploščastega in deloma gomoljastega apnenca pri Tržiču z vodilnim amonitom *Balatonites balatonicus* Mojsisovics so opisani številni konodonti: *Neogondolella bulgarica* (Budurov & Stefanov), *Neospathodus kockeli* Tatge in *N. excelsa* (Mosher) (Ramovš, 1980; Ramovš & Jurkovšek, 1983a).

Srednjetriasno mikrofavno iz Gornjega Mokronoga sta raziskovala Kriviče va in Premru (1976); opisala sta naslednje vrste: *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede), *H. (M.) spengleri* (Huckriede), *H. (M.) suevica* (Tatge), *N.* cf. *excentrica* Budurov & Stefanov, *N. mombergensis* (Tatge), *Paragondolella navicula* (Huckriede), *P. excelsa*, *Acodina* sp., *Nurrela costata* Cherchi in *Nr. vardabassoi* Cherchi.

V ilirski podstopnji se je morje poglobilo tudi v tistih predelih Slovenije, kjer je bilo v pelsonu še plitvo. Zato zasledimo ilirske pelagične sedimente tudi na Dolenjskem med Bučko in Impolco, v Idrskih Krnicah in okolici Tople.

Ilirske plasti pri Bučki vsebujejo pogostne amonite vrst *Proarcestes* cf. *subtridentinus* Mojsisovics, *Sturia sansovinii* Mojsisovics in *Gymnites falcatus* Hauer ter številne konodonte *Gl. tethydis* (Huckriede), *N. excelsa* in *N. constricta* (Mosher & Clark) (Kolar-Jurkovšek, 1983).

Rožnati in sivi gomoljasti apnenec iz Idrskih Krnic z nedoločljivimi ostanki amonitov in krinoidov je prav tako ilirske starosti, saj tu poleg istih vrst konodontov kot pri Bučki najdemo tudi elemente *Gondolella hanbulogi* (Sudar & Budurov), *N. bifurcata* (Budurov & Stefanov), *N. bulgarica* in *N. excentrica* (Kolar-Jurkovšek, 1983).

### *Ladinijska stopnja*

Plasti fassanske podstopnje so bile v Sloveniji tudi paleontološko dokazane večinoma šele pred kratkim, in sicer na osnovi daonel (Jurkovšek, 1983). Žal vzporedne konodontne raziskave niso dale želenega rezultata. Konodonte smo našli edinole v črnem ploščastem apnencu pri Lokah pri Zagorju, kjer je že Bittner (1884) našel buchensteinsko makrofavno *Hungarites sagorensis* Mojsisovics, *H. moj-*

*sisovicsi* (Boeckh) in *Daonella* cf. *elongata* Mojsisovics. Številno mikrofavno sestavljata tudi ploščata konodonta *N. constricta* in *N. excelsa* (Kolar-Jurkovšek, 1983).

Na ozemlju Jugoslavije so triasni radiolariji prvič najdeni v ladinijskih plasteh Pokljuke v Sloveniji (Kolar-Jurkovšek v Goričan & Kolar-Jurkovšek, 1984). Opisane so naslednje vrste: *Acantosphaera mocki* Kozur & Mostler, *Triassospongosphaera multispinosa* (Kozur & Mostler), *Entactinosphaera simoni* Kozur & Mostler, *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler in *Cenosphaera clathrata* Parona.

Pomembno nahajališče langobardske makrofavne je severovzhodno od Oblakovnega vrha. Konodontni vzorci, ki so bili vzeti iz temno sivega skrilavega apnenca z daonelami, so vsebovali mikrofosile, od katerih so določeni naslednji: *Epigondolella mungoensis* (Diebel), *Gl. tethydis*, ogoniji haracej in ribji zobje rodu *Nurrella* (Kolar-Jurkovšek, 1983).

Element *E. mungoensis* je bil doslej najden tudi pri Orliškem potoku in Primskovem Kolar-Jurkovšek (1981).

*Langobardska in cordevolska podstopnja*

Langobardske in cordevolske podstopnje s konodonti ni bilo mogoče povsod medsebojno razčleniti.

V širši okolici Ljubljane (Hudi klanec, okolica Polhovega Gradca, Toško Čelo, Domžale, Prikrnica) je bil najden element *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard (Ramovš, 1977, 1978b; Krivic & Stojanovič, 1978; Šribar et al., 1981). Te plasti je Ramovš (1977, 1978b) uvrstil v langobardsko podstopnjo, medtem ko so po mnenju Šribarjeve in sodelavcev (1981) karnijske starosti.

Iz Posavskih gub sta Kolar-Jurkovškova in Placer (1987) opisala mikrofavno iz psevdoziljskih skladov. Iz profila pri Borjah navajata poleg ostrakodov *Bairdia* sp. in ? *Paracypris* sp. tudi konodontne elemente *E. diebeli* (Kozur & Mostler), *E. hungarica* Kozur & Vegh in *E. mungoensis*. Po mnenju avtorjev so se preiskane apnene plasti odložile v najvišjem delu langobardske ali najnižjem delu cordevolske podstopnje.

Združbo elementov *N. foliata* Budurov in *N. polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) smo pripisali langobardski in cordevolski podstopnji in nastopa v najnižjem delu profila na Pokljuki (Krivic, 1979), na Svetini pa se jima pridružijo še *Gl. malayensis*, *Gl. tethydis* v prisotnosti druge mikrofavne (Kolar-Jurkovšek, 1983).

**Zgornji trias**

*Karnijska stopnja*

Karnijske mikrofosile iz Posavskih gub sta opisala Kolar-Jurkovškova in Placer (1987). Iz Brezna pri Laškem navajata združbo, ko jo sestavljajo ribji zobje, spikule spongij in foraminifere *Variostoma* cf. *actuoangulata* Kristan-Tollmann. V Medijskih Toplicah sta našla ribje zobe *Acodina* sp., foraminifere *Ammodiscus* sp. in tudi ostrakode *Reubenella subcylindrica* (Sandberger).

V plasteh karnijske stopnje se najpogosteje pojavljata ploščasta elementa *N. polygnathiformis* in *E. nodosa* (Hayashi). Prvi element se pojavlja v plasteh od najvišjega dela ladinijske do konca karnijske stopnje. Za drugi kozmopolitsko razširjen element Krystyn (1973, 139) navaja razširjenost od najvišjega dela karnijske stopnje (anatropitno področje oziroma cona *macrolobatus*) do spodnjega dela norijske stopnje (cona *kerri*).

Element *N. polygnathiformis* smo v Sloveniji doslej našli na številnih lokalitetah: z nahajališč pri Oslici in velikem Javorniku na Bohorju, zahodno od Sevnice in južno od Šentjanža ga je določila Kriviceva (1978), opisan pa je tudi s profila ob cesti med Vršičem in Trento (Jurkovšek et al., 1984). Plastem z naštetih nahajališč je določena karnijska starost.

V tuvalskih plasteh pri Henini, Peklu pri Šentjanžu in Koritnici se pojavljata elementa *N. polygnathiformis* in *E. nodosa*, v zgornjetuvalskih plasteh pri Selih pa se prej omenjenima elementoma pridruži še element *E. permica* (Hayashi) (=*E. nodosa* (Hayashi). Mikrofavno z navedenih nahajališč je raziskala Kriviceva (1977, 1978).

Zgornji del tuvalske podstopnje je bil dokazan na številnih lokalitetah Julijskih Alp: iz Kozje dnine navaja Ramovš (1985b) element *E. nodosa*, Jurkovšek in Kolar-Jurkovškova (1986) pa združbo *E. carpathica* (Mock), *G. oertlii* Kozur in *N. polygnathiformis*; elementa *E. nodosa* in *N. polygnathiformis* južno od Požarja na Črni gori in na Razorju omenja Ramovš (1985b).

V nahajališčih pri Slanih mlakah in na planini Praprotnica sem našla element *G. oertlii*, ki je bil doslej znan le iz plasti zgornjega dela tuvalske podstopnje. Pri Slanih mlakah nastopa skupaj z elementom *E. permica* (Hayashi) (=*E. nodosa*) in *Gl. tethydis*, na planini Praprotnica pa skupaj z elementom *E. nodosa* (Kolar-Jurkovšek, 1982b).

Spodnji del profila pri Mirni, ki ga gradi temno sivi biomikritni apnenec z vmesnimi lapornimi in skrilavimi polami, je Ramovš (1978a) uvrstil v tuval, saj sestavljajo konodontno združbo vrste *G. polygnathiformis, E. nodosa* in *E. permica* (=*E. nodosa*).

Že v preteklem stoletju so pozornost raziskovalcev pritegnile amfiklinske plasti na Tolminskem. Bittner je leta 1890 opisal številne nove vrste brahiopodov iz rodu *Amphiclina*, po katerih te plasti tudi imenujemo. Na osnovi najdbe amonita *Trachyceras aon* (Münster) (Stur, 1858) so tem skladom pripisali cassiansko starost, kasneje pa je Kossmat (1910) zapisal, da te plasti lahko segajo še v karnij. Amfiklinske makrofavne poslej niso več našli. Flügel in Ramovš (1970) sta iz vrhnjega dela amfiklinskih skladov pri Hudajužni in južno od Porezna opisala bogato tuvalsko favno z amoniti *Paratropites* cf. *dittmari* Mojsisovics in konodonti *N. polygnathiformis, Ozarkodina tortilis* Tatge, *Eg. ziegleri* (Diebel).

Iz istega profila pri Hudajužni sta Buser in Kriviceva (1979) opisala vrste *N. polygnathiformis, E.* cf. *permica, E.* cf. *nodosa, O. tortilis, Nr. citae* Pomesano Cherchi, *Nr. vardabassoi* in *Eg. ziegleri*, iz doline Davče pa je v zgornjem delu amfiklinskih skladov Kolar-Jurkovškova (1982b) našla združbo, ki jo sestavljajo *N. polygnathiformis, E. primitia* Mosher, *E. nodosa, E. parva* (Kozur), *G. navicula, E. abneptis* (Huckriede), *E. echinata* (Hayashi) in *Gladigondolella* sp.

Na Šmarjetni gori pri Kranju so razviti tako imenovani škofjeloški ploščasti apnenci z rožencem, med katerim se ponekod pojavljajo pole skrilavca in laporja. Spodnji del tega apnenca vsebuje poleg vejnatih konodontov tudi *E. nodosa, N. polygnathiformis* in *G. navicula* (Kolar, 1979).

Na Pokljuki severovzhodno od planine Praprotnice se pojavlja med grebenskim

apnencem s številnimi kolonijskimi koralami in hidrozoji lumakela, ki jo sestavljajo same lupinice vrst *Halobia* cf. *paraceltica* Kittl in *Ha. mediterranea* Gemmellaro, vmes pa smo našli tudi majhne amonite arcestidnih oblik. Kontakt med grebenskim apnencem in lumakelo je oster in jasno se vidi, da gre za neke vrste »gnezda«. Iz grebenskega apnenca je Turnškova določila korale *Retiophyllia clathrata* (Emmrich), *R. paraclathrata* (Roniewicz), ? *Parathecosmilia sellae* (Stoppani) in *Craspedophyllia* sp. (Turnšek & Buser, 1989). Konodontni vzorec grebenskega apnenca je bil negativen, tuvalsko starost iz lumakele pa dokazujejo vrste *E. japonica* (Hayashi), *G. navicula* in *G. oertlii* (Kolar-Jurkovšek et al., 1983).

*Norijska stopnja*

Najnižji del norijske stopnje (cona *kerri*) je s konodonti dokazan v zgornjem delu profila pri Mirni in v srednjem delu profila na Šmarjetni gori. V obeh združbah se pojavljajo naslednji elementi: *E. nodosa, E. permica* in *E. abneptis*, na Šmarjetni gori tudi *E. echinata* (Ramovš, 1978a; Kolar, 1979).

V plasteh norijske stopnje se v Sloveniji najpogosteje nahaja element *E. abneptis*, ki ga poznamo že iz tuvalskih združb. Našli smo ga tudi v dolomitiziranem apnencu profila Vršič-Trenta (Jurkovšek et al., 1984). Drugi najpogostnejši norijski element je *E. postera* (Kozur & Mostler). Njegova stratigrafska razširjenost je od zgornjega laca do srednjega sevata. Z najdbo tega elementa na Žbontu je bila prvič v Sloveniji tudi paleontološko dokazana starost spodnjega dela baškega dolomita (Kolar-Jurkovšek, 1982a).

V srednjem delu profila na Šmarjetni gori se skupaj nahajata elementa *E. abneptis* in *E. postera*, ki dokazujeta starost od zgornjega laca do srednjega alauna. V zgornjem delu tega profila, ki ustreza spodnjemu sevatu, pa prevladuje element *E. bidentata* Mosher v združbi z *E. abneptis, E. echinata* in *E. postera* (Kolar, 1979).

V sklepnem delu profila na Pokljuki, ki ga je raziskovala Kričeva (1979), so bili najdeni norijski konodonti *E. postera* in *E. abneptis* skupaj s skleriti holoturij *Theeelia planorbicula* Mostler in *Fissobractites subsymmetricus* Kristan-Tollmann.

Najvišji del sevatske podstopnje je dokazan s konodonti na planini Praprotnica. Elementa *G. steinbergensis* Mosher in *Misikella hernsteini* (Mostler) se pojavljata skupaj s polži in amoniti v rožnatem mikritnem apnencu hallstattskega faciesa (Kolar-Jurkovšek et al., 1983).

*Retijska stopnja*

Proti koncu triasa so pričele živali s konodonti izumirati in zato najdemo v retijski stopnji le še nekaj vrst elementov. Najdbe retijskih konodontov so zato redke in zastopane le z maloštevilnimi primerki. Na Pokljuki sem doslej našla samo primerke elementa *Mi. posthernsteini* Kozur & Mock (Kolar-Jurkovšek, 1982b).

**Biostratigrafski prikaz raziskanih področij v Sloveniji**

V predstavljenem članku so podani rezultati raziskav celotne izolirane mikrofavne s štiriindvajsetih srednje- in zgornjetriasnih lokalitet v Sloveniji, ki v regionalnem pomenu dopolnjujejo spoznanja o starosti in razvoju teh plasti ne le v Jugoslaviji, marveč tudi v svetu (sl. 1).




Sl. 1. Geografski položaj raziskanih nahajališč srednje- in zgornjetriasne mikrofavne

Fig. 1. Geographical distribution of investigated localities with Middle and Upper Triassic microfauna

*1* – Jagršče; *2* – Dole pri Litiji; *3* – Pokljuka; *4* – Gorenja Trenta; *5* – Želin; *6* – Oblakov vrh; *7* – Železnica; *8* – Straža; *9* – Škrjanec; *10, 11* – Sv. Magdalena I, II; *12* – Svetina; *13* – Zabukovica; *14* – Podrečje; *15, 16* – Trnjava I, II; *17, 18, 19* – Šupca, Mlinarica, Kukla; *20* – Beli potok; *21* – Kozja dnina; *22* – Davča; *23* – Žbont; *24* – Šmarjetna gora

Raziskave so trajale več let in so služile različnim namenom – od izdelave in kasneje reambulacije Osnovne geološke karte SFRJ 1:100000 in detajlnih geoloških kart za potrebe ekonomske geologije do specialnih geoloških študij v okviru raziskav fosilne makrofavne mezozoika v Sloveniji. Zato so posamezni profili predstavljeni v različnih merilih pač glede na namen raziskave in pomembnost dobljenih rezultatov. Kjer je bilo mogoče in finančno upravičeno, smo raziskave izvajali na terenu skupaj z regionalnim geologom, mikropaleontologom, palinologom in sedimentologom. V tako raziskanih profilih so tudi rezultati raziskav popolnejši in dajejo celovito sliko o razvoju plasti z opisano izolirano mikrofavno. V grafičnih prilogah predstavljenega članka so prikazani stratigrafski stolpci izbranih profilov, ki sem jih posnela v letih od 1983 do 1987. Skice geografskega položaja raziskanih lokalitet so vidne v Kolar-Jurkovšek (1988). Poleg litološkega razvoja sta podani kronostratigrafska uvrstitev mikrofosilnih združb ter njihova pripadnost amonitni in konodontni coni. Legenda uporabljenih oznak za stratigrafske stolpce raziskanih lokalitet in razlaga okrajšav fosilnih rodovnih imen sta podani na slikah 3 in 4.

*1 Jagršče*

Severno od vasi Jagršče je v svežem cestnem vseku odkrit profil triasnih plasti. Profil pričenja spodaj s sivim do temno sivim anizijskim dolomitom s stromatolitnimi vložki, na katerem je transgresivno odloženo 7 m slabo sortirane dolomitne blokovne in debelozrnate breče z dolomitnim ali tufskim vezivom. Nad njo sledi okoli 100 m debela skladovnica, v kateri se menjavajo tuf, tufski peščenjak, dolomitna breča, konglomerat, meljevec, lapor, kalkarenit in apnenec. Na 77. metru je viden erozijski kanal, zapolnjen s črnim konglomeratom.

Apnenec se pojavlja v posameznih plasteh ali lečah. Pogosto je silificiran, gomoljast, lokalno tudi brečast. Vzorčevala sem v zgornjem delu opisanega srednjetriasnega zaporedja, kjer se med tufom in tufskim peščenjakom pojavljajo nepravilne gomoljaste plasti in samostojni gomolji ter kosi apnenca. Vmes so posamezne plasti rožence. Jurkovšek (ustno sporočilo) je iz tufita in apnenca v zgornjem delu profila (med 90. in 100. m) določil naslednje fosile: *D. lommeli* (Wissmann) (sl. 2), *D.* cf. *reticulata* Mojsisovics, *Daonella* sp., *Posidonia* sp. in *Protrachyceras* sp.

Mikrofosili se ponavadi pojavljajo le v nekaj centimetrov debelih polah med tufitom, mnogo redkejši pa so v apnencu. V vzorcih (JA 1, 3, 14) sem našla naslednjo mikrofavno:

*Nodosaria* sp., ? *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Pseudostylosphaera* sp., (tab. 6, sl. 1), *Paroertlispongus* sp., (tab. 7, sl. 6), *Eptingium* cf. *manfredi* Dumitrica (tab. 10, sl. 3), Nassellariina gen. et sp. indet. in ? *Paracypris*.

Od najdenih fosilov je pomembna predvsem vodilna školjčna vrsta *D. lommeli*, ki dokazuje langobardsko starost tega dela profila. Le okoli 20 m (JA 6) pod plastmi z langobardskimi daonelami se v lečah in kosih temno sivega mikritnega apnenca ter v kalkarenitu pojavljajo naslednji mikrofosili:

*Nodosinella* cf. *rostrata* Trifonova (tab. 1, sl. 9), *Nodosaria* sp. (tab. 1, sl. 6), ? *Dentalina* sp. (tab. 1, sl. 8, 10), ? *Rectoglandulina* sp. (tab. 1, sl. 7), *Lenticulina* aff. *thuringica* (Franke) (tab. 1, sl. 5), *Theelia undata* Mostler (tab. 15, 13, 14), *Th.* cf. *guembeli* Kristan-Tollmann (tab. 15, sl. 12), *Theelia* sp., *Priscopedatus* sp., *Gl. tethydis*, *N. bulgarica*, vejnati konodonti, *Nr. maxiai* Pomesano Cherchi (tab. 30, sl. 3), *Nurrella* sp., *Polycope hungarica* (Kozur) (tab. 12, sl. 9), *Monoceratina* cf. *spinosa* Kozur (tab. 13, sl. 1) in *Acratina* sp. (tab. 13, sl. 2).

Mikrofosili kažejo že na anizijsko starost ali natančneje na *bulgarica* – R. Z. Ta konodontna cona obsega zgornji del bitinske (amonitna cona *Anagymnotoceras ismidicus*) in pelsonsko podstopnjo (amonitna cona *Balatonites balatonicus*).



Sl. 2 – Fig. 2
*Daonella lommeli* (Wissmann). Original, 1×
Foto – Photo by C. Gantar

V vzorcu JA 15 sem poleg redkejših ostrakodov iz družine Bairdiacea in rodu *Polycope* določila tudi foraminifere *Nodosaria sp., Dentalina* sp., *Gaudryina* aff. *triassica* Trifonova in *Lenticulina* sp.

Primerjava celotnega razvoja plasti med anizijskim dolomitom v talnini in cordevolskim v krovnini pri Jagrščah z razvoji na širšem idrijskem ozemlju kaže, da je le-ta ladinijske starosti, kajti anizijske plasti so na tem prostoru v drugačnem razvoju (Buser, 1986, 1987). Zato menim, da so bili kosi anizijskega apnenca z mikrofavno, ki dokazuje *bulgarica* – R. Z. ali bitinsko-pelsonsko podstopnjo (JA 6), preneseni v sedimentacijsko okolje s pobočne cone v ladinijski stopnji.

*2 Dole pri Litiji*

V soteski Bene severovzhodno od Dol pri Litiji leže v tektonskem odnosu s cordevolskim dolomitom ladinijske plasti (sl. 3). V nekaj več kot 10 m debelem profilu se menjavajo črni ploščati mikritni apnenec, lapornati apnenec, apnenec z rožencem, kalkarenit, tufski peščenjak in tuf. V spodnjem delu profila je Jurkovšek (1983) našel školjko *D.* cf. *tyrolensis* Mojsisovics, po kateri je sklepal na fassansko starost plasti. Ker so bili primerki daonel slabo ohranjeni, sva želela starost preveriti s konodontnimi analizami. Pregledala sem devet vzorcev. Mikrofavno sestavljajo poleg redkih foraminifer iz rodu *Ammodiscus* in ribjih zob *Acodina* sp. tudi vejnati in ploščasti konodontni elementi. Pomembna je najdba ploščastih elementov vrst *Gl. tethydis* in *N. trammeri* (Kozur) (tab. 16, sl. 6). Na osnovi najdbe elementov vrste *N. trammeri* sem del preiskovanih plasti (1A–1F, 2) uvrstila v *trammeri* – R. Z. Le-ta ustreza amonitnim conam »*Protrachyceras*« *curionii, Gymnoceratites* ? *poseidon* in *Meginoceras meginae* (zgornji fassan do srednji langobard).

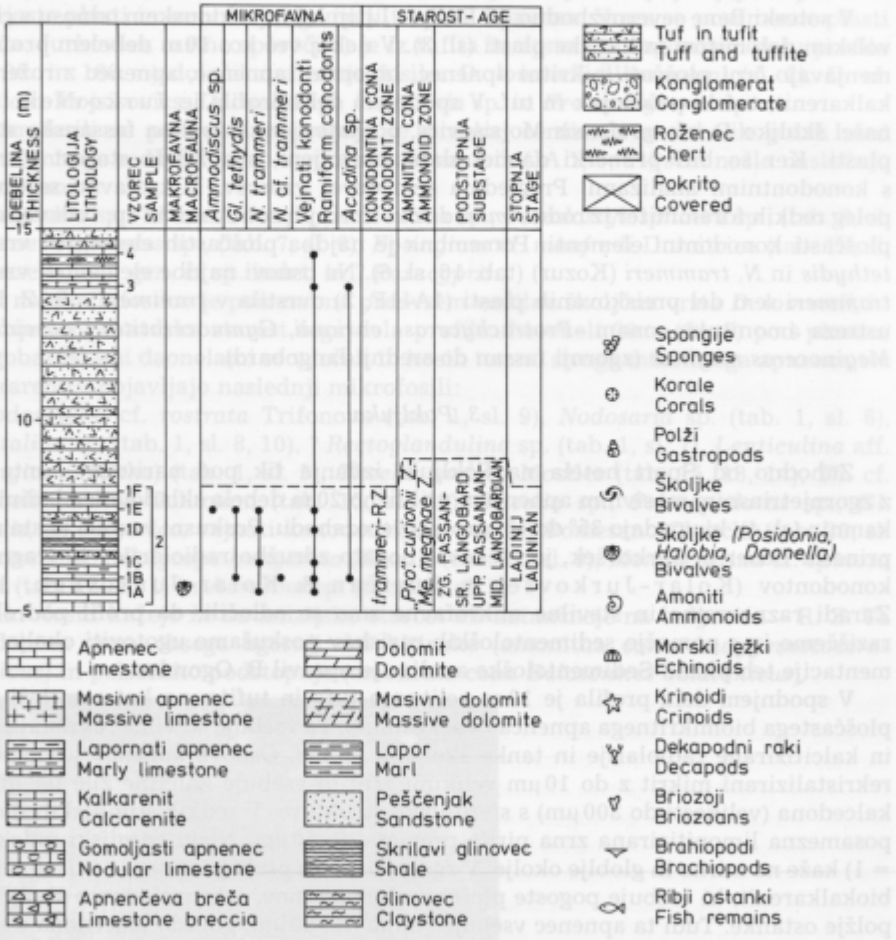
*3 Pokljuka*

Zahodno od Šport hotela na Pokljuki izdanja tik pod narivnim kontaktom z zgornjetriasnim masivnim apnencem približno 20 m debela skladovnica ladinijskih kamnin (sl. 4), ki vpadajo 35° do 45° proti severozahodu. Poskusni vzorec, ki sta mi ga prinesla Buser in Jurkovšek, je vseboval bogato združbo radiolarijev in fragmente konodontov (Kolar-Jurkovšek v Goričan & Kolar-Jurkovšek, 1984). Zaradi raznovrstne in številne mikrofavne smo se odločili, da profil podrobneje raziščemo in s pomočjo sedimentoloških raziskav poskušamo ugotoviti okolje sedimentacije teh plasti. Sedimentološke analize je opravil B. Ogorelec.

V spodnjem delu profila je 10 m pelitnega tufa in tufita, na katerem leži 2,5 m ploščastega biomikritnega apnenca (wackestone). Ta vsebuje številne rekristalizirane in kalcitizirane radiolarije in tanke školjčne lupine. Osnova apnenca je homogeni rekristalizirani mikrit z do 10 μm velikimi zrni in vsebuje kalcitne žile ter gnezda kalcedona (velikosti do 300 μm) s sferulitsko strukturo. V redkih stilolitskih šivih so posamezna limonitizirana zrna pirita premera do 50 μm. Nizki enrgijski indeks (EI = 1) kaže na mirno in globlje okolje. V zgornjem delu prehaja apnenec v drobnozrnat biokalkarenit, ki vsebuje pogoste ploščice ehinodermov, rekristalizirane školjčne in polžje ostanke. Tudi ta apnenec vsebuje velika (do 50 μm) gnezda kalcedona s sferulitsko strukturo, ki so nastala med diagenetskimi procesi. Energijski indeks apnenca v zgornjem delu je višji (EI = 3) in kaže na razgibano okolje. Glede na makroskopske značilnosti vzorca lahko sklepamo na sedimentacijo s turbiditnim tokom. Apnenčeve plasti so debele 5–15 cm, vmes leži tanka plast zelenega tufa. Navzgor sledi 2 m

silificiranega apnenca in 1 m zelenega tufa. Vsi pregledani vzorci (BE 8307, BE 8569 in BE 8570) vsebujejo bogato mikrofavno, v kateri močno prevladujejo radiolariji, redkeje pa se pojavljajo spikule spongij, ribji ostanki, ostrakodi ter konodontni elementi. Spikule spongij so naslednjih tipov: amfioksne, oksitrioidne, anadiene (tab. 14, sl. 13), protriene, mezodidihotriene, ortodihotriene z reduciranim rabdom (tab. 14, sl. 6), oksiheksatine (tab. 14., sl. 10), anatetraene in pinulheksaktine. Mostler (1976) navaja, da so spongije z večino teh tipov spikul živele v srednjem in zgornjem triasu Tetide.

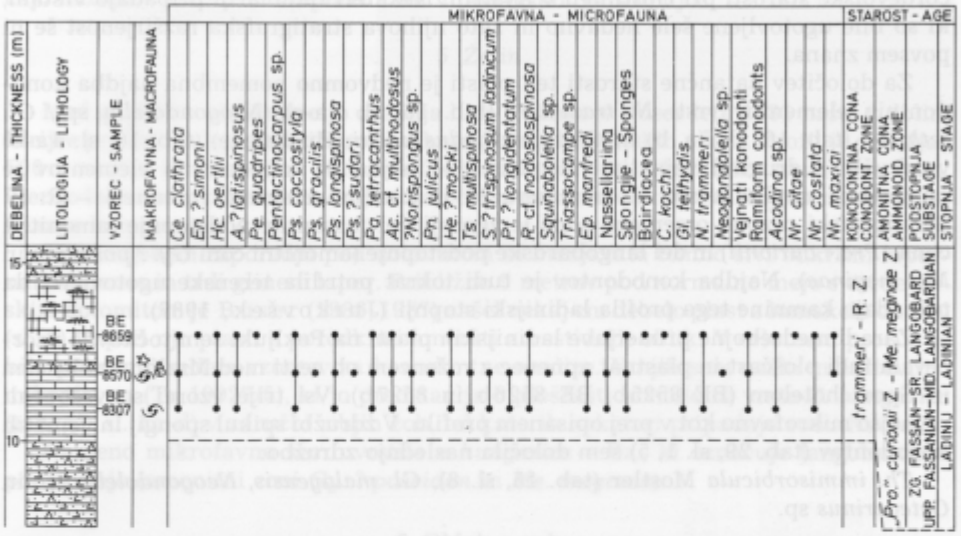
Med ostrakodi prevladujejo predstavniki naddružine Bairdiacea (tab. 13, sl. 4) in ribji ostanki *Nr. citae* (tab. 30, sl. 5a, b), *Nr. costata* Pomesano-Cherchi, *Nr. maxiai* in *Acodina* sp. Med bogato radiolarijsko favno sem določila naslednje vrste:




Sl. 3. Stratigrafska lestvica nahajališča Dole in legenda uporabljenih oznak za vse stratigrafske stolpce

Fig. 3. Stratigraphical column of the Dole locality and legend of symbols in all stratigraphical columnar sections

*Ce. clathrata* (tab. 3, sl. 1a-b, 3a-b), *En. ? simoni* (tab. 3, sl. 4), *Helioentactinia oertlii* (Kozur & Mostler) (tab. 3, sl. 2), *Astrocentrus ? latispinosus* (Kozur & Mostler) (tab. 4, sl. 4a-b), *Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica (tab. 3, sl. 5), *Pentactinocarpus* sp. (tab. 4., sl. 3a-b), *Ps. gracilis* Kozur & Mock (tab. 5, sl. 1), *Ps. longispinosa* (tab. 5, sl. 6a-b), *Ps. sudari* Kolar-Jurkovšek (tab. 6, sl. 9a-b), *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler (tab. 6, sl.6), *Acaeniospongus* cf. *multinodosus* Kozur & Mostler (tab. 8, sl. 6), ? *Norispongus* sp. (tab. 7, sl. 9), *Pentaspongodiscus*




RADIOLARIJI - RADIOLARIANS

*A. Astrocentrus*
*Ac. Acaeniospongus*
*B. Bogdanella*
*Ce. Cenosphaera*
*Cr. Crucella*
*En. Entactinosphaera*
*Ep. Eptingium*
*F. Falcispongus*
*Hc. Helioentactinia*
*He. Heliosoma*
*Pa. Parasepsagon*
*Pe. Pentactinocapsa*
*Pf. Pfalkerium*
*Ph. Praeheliostaurus*
*Ps. Pseudostylosphaera*
*Pn. Pentaspongodiscus*
*Pt. Pterospongus*
*R. Rikivatella*
*S. Staurocontinum*
*Se. Sepsagon*
*Ts. Triassospongosphaera*

FORAMINIFERE - FORAMINIFERS

*Am. Ammodiscus*
*Du. Duostomina*
*G. Gaudryina*
*L. Lenticulina*
*Lf. Lituotuba*
*Nb. Nodobacularia*
*Nl. Nodosinella*
*No. Nodophthalmidium*
*O. Ophthalmidium*
*To. Tolypammina*

OSTRAKODI - OSTRACODS

*Hb. Hiatobairdia*
*Hu. Hungarella*
*Ju. Judahella*
*Ke. Kerocythere*
*Lv. Leviella*
*Mn. Monoceratina*
*Po. Polycope*

AMONITI - AMMONOIDS

*An. Anagymnotoceras*
*B. Balatonites*
*Cy. Cyrtopleurites*
*F. Frankites*
*Gy. Gymnoceratites*
*H. Hungarites*
*Hi. Himavatites*
*J. Juvavites*
*K. Klamathites*
*M. Malayites*
*Mac. Maclearnoceras*
*Me. Meginoceras*
*Mo. Mojsisovicsites*
*Pro. Protrachyceras*
*„Pro." „Protrachyceras"*
*Sa. Sagenites*
*Tr. Trachyceras*
*Tp. Tropites*

ŠKOLJKE - LAMELLIBRANCHS

*D. Daonella*
*Ha. Halobia*

HOLOTURIJE - HOLOTHURIANS

*Ca. Calcamnella*
*Pr. Priscopedatus*
*Th. Theelia*

KONODONTI - CONODONTS

*C. Cratognathodus*
*E. Epigondolella*
*Eg. Enantiognathus*
*G. Gondolella*
*Gl. Gladigondolella*
*Mi. Misikella*
*N. Neogondolella*
*Ns. Neospathodus*
*P. Pseudofurnishius*

RIBJI OSTANKI - FISH REMAINS

*Nr. Nurrella*

Sl. 4. Stratigrafska lestvica ladinijskih plasti na Pokljuki in razlaga za vse uporabljene kratice rodovnih imen fosilov

Fig. 4. Stratigraphical column of the Ladinian beds at Pokljuka and abbreviations of all used fossil generic names

*julicus* Kolar-Jurkovšek (tab. 8, sl. 1a-c), *Heliosoma* ? *mocki* (Kozur & Mostler) (tab. 5, sl. 3), *Ts. multispinosa* (tab. 8, sl. 2), *Staurocontinum trispinosum ladinicum* Dumitrica, Kozur & Mostler (tab. 4, sl. 1a-b, 2), *Pfalkerium* ? *longidentatum* Kozur & Mostler (tab. 8, sl. 5a-b), *Rikivatella* cf. *nodosospinosa* Kozur & Mostler (tab. 9, sl. 4, 5a-b), *Squinabolella* sp. (tab. 11, sl. 4), *Triassocampe* sp. (tab. 11, sl. 3), *Ep. manfredi* (tab. 10, sl. 4a-b) in *Nassellariina* gen. et sp. indet. (tab. 11, sl. 2a-b).

Večina od naštetih vrst radiolarijev je bila doslej opisana iz buchensteinskih plasti (ilir-fassan) iz Val di Crema v Vicentinskih Alpah v Italiji in iz plasti zgornjecordevolske starosti pri Göstlingu v Avstriji. Nekateri radiolariji pripadajo vrstam, ki so bile ugotovljene šele nedavno in zato njihova stratigrafska razširjenost še ni povsem znana.

Za določitev natančne starosti teh plasti je nedvomno pomembna najdba konodontnih elementov vrst: *N. trammeri* (tab. 16, sl. 3a-c), *Neogondolella* sp., *Gl. tethydis* (tab. 16, sl. 5a, b) in *Cratognathodus kochi* (Huckriede) (tab. 16, sl. 4a-b) v združbi z drugimi vejnatimi elementi. Od najdenih konodontnih elementov je pomembna najdba vrste *N. trammeri*, ki je značilni element *trammeri* – R. Z. Stratigrafski razpon omenjene cone je zgornji del fassanske podstopnje (amonitna cona »*Pro.« curionii*) in del langobardske podstopnje (amonitni coni *Gy. ? poseidon* in *Me. meginae*). Najdba konodontov je tudi tokrat potrdila terenske ugotovitve, da pripadajo kamnine tega profila ladinijski stopnji (Jurkovšek, 1987).

Zaradi medsebojne primerjave ladinijskih plasti na Pokljuki sem točkovno vzorčevala tudi ploščast in plastnat apnenec z rožencem ob cesti med Mrzlim studencem in Šport hotelom (BE 8525b, BE 8526b in 8527b). Vsi trije vzorci so vsebovali revnejšo mikrofavno kot v prej opisanem profilu. V združbi spikul spongij in vejnatih konodontov (tab. 29, sl. 1, 5) sem določila naslednjo združbo:

*Th. immisorbicula* Mostler (tab. 15, sl. 8), *Gl. malayensis, Neogondolella* sp. in *Osteocrinus* sp.

### *4 Gorenja Trenta*

Na območju Gorenje Trente in Vršiča izdanjajo ladinijski pelagični sedimenti, ki so tektonsko vkleščeni med sosednje pretežno zgornjetriasne kamnine. Ramovš in Jurkovšek (1983b), ki sta raziskovala omenjene sedimente nad Šupco južno od Vršiča, sta v njih našla ladinijske školjke. *D. pichleri* Mojsisovics in *Daonella* sp., medtem ko so bile vse mikropaleontološke analize negativne.

V okviru raziskav za Osnovno geološko karto SFRJ lista Beljak sva z Jurkovškom raziskala podoben razvoj tektonsko vkleščenih ladinijskih plasti v Gorenji Trenti. V kratkem profilu se pojavlja sivi, rožnati in zelenkasti mikritni, pretežno gomoljasti apnenec s skrilavimi in lapornatimi polami ter zeleni tuf tipa »pietra verde«. Med apnencem so pogostne pole roženca.

Raziskani vzorci so vsebovali fragmentarno ohranjene konodontne elemente, številne radiolarije in redke ostrakode. Določila sem naslednje vrste:

*Ce. clathrata, A. ? latispinosus, Pe.quadripes, Ps. gracilis, Ps. japonica* (Nakaseko & Nishimura) (tab. 5, sl. 2), *Ps. slovenica* Kolar-Jurkovšek (tab. 6, sl. 2–4), *Sepsagon* ? *robustus* Lahm (tab. 6, sl. 7), *Se.* ? *aequispinosus* Kolar-Jurkovšek (tab. 6, sl. 8), *Pa. tetracantus* (tab. 6, sl. 5), *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler (tab. 7, sl. 8), *Pterospongus bogdani* Kolar-Jurkovšek (tab. 7, sl. 10), *Paurinella* sp. (tab. 7, sl. 11), *Bogdanella trentana* Kolar-Jurkovšek (tab. 7, sl. 7), *Oertlispongidae* (tab. 7, sl. 1–4), *Dumitricasphaera* sp. (tab. 7, sl. 5), *He.* ? *mocki, Ts. multispinosa,*

*S.* ? *trispinosum ladinicum, Pf.* ? *longidentatum, Praeheliostaurus undulatus* Kolar-Jurkovšek (tab. 10, sl. 2), *Silicarmiger* sp. (tab. 11, sl. 1), *Nasselariina* gen. et sp. indet., *Po. ladinica* n.sp. (tab. 12, sl. 8) in Bairdiacea (tab. 13, sl. 3).

Zaradi podobnosti navedene mikrofosilne združbe, predvsem radiolarijev, z združbo v profilu na Pokljuki sklepam, da gre verjetno za isti stratigrafski nivo, to je *trammeri* – R. Z., ki obsega zgornji del fassanske in spodnji ter srednji del langobardske podstopnje (amonitne cone *»Pro.« curionii, Gy.* ? *poseidon* in *Me. meginae*). O tem pričajo tudi daonele, ki z oblikami iz skupine *D. tyrolensis* dopuščajo možnost uvrstitve teh plasti tudi v fassansko podstopnjo.

### 5 Želin

Med geološko reambulacijo ozemlja lista Tolmin je Buser leta 1981 našel v dolini Idrijce pri Želinu lepo odkrit profil vrhnjega dela ladinijskih plasti. Profil je oddaljen 500 m zračne črte zahodno od izliva Cerknice v Idrijco in leži blizu narivnega roba, kjer so ladinijske plasti in nad njimi ležeči cordevolski dolomit narinjene na spodnjetriasne kamnine.

V ladinijskem zaporedju pod dolomitom se menjavata temno sivi mikritni laporнati apnenec in trdi glineni lapor. Približno 5 metrov pod normalno mejo s cordevolskim dolomitom je Buser (1986, 1987) našel nekaj cm debelo plast z lumakelo daonel (sl. 5) in pod njo plasti s poredkimi amoniti arcestidnih oblik. V celotnem profilu je bilo pobranih sedem vzorcev za konodontne analize. V njih sem našla maloštevilno mikrofavno (To 19027/5), ki jo predstavljajo ploščasti konodonti vrste *E. hungarica* (tab. 17. sl. 1a-d) v združbi ribjih zob, od katerih nekateri pripadajo rodu *Nurrella*.

Najdeno mikrofavno sem uvrstila v *hungarica* – Sz., ki označuje langobardsko podstopnjo (amonitni coni *Gy.* ? *poseidon* in *Me. meginae*).

### 6 Oblakov vrh

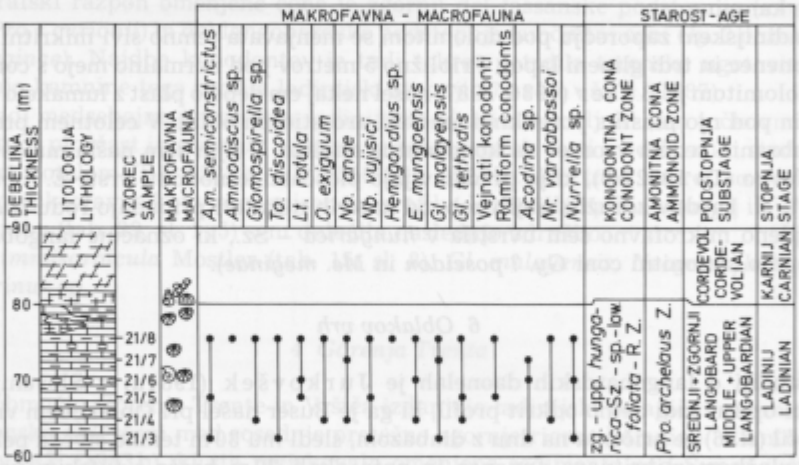
V študiji o langobardskih daonelah je Jurkovšek (1984a) v Sloveniji med drugimi opisal tudi delno odkrit profil, ki ga je Buser našel pri Oblakovem vrhu.

Profil (sl. 6) se pričenja na dnu z diabazom, sledi mu 30 m temno sivega pelitnega tufa z vložkom mikritnega apnenca in nato okoli 20 m breče s tufskim vezivom, v kateri so tudi kosi diabaza in vložki konglomerata. Navzgor sledi okoli 20 m temno sivega laporнatega apnenca, iz katerega je Jurkovšek (1984a) opisal vrste *D.* cf. *tripartita* Kittl, *Daonella* sp. in *Posidonia* sp. Na teh plasteh leži tuf z vrsto *D. lommeli*. Profil se končuje z 2 m debelo plastjo grebenskega apnenca s spongijami, gastropodi, modrozelenimi algami, bodicami morskih ježkov in drugimi fosili. Na grebenskem apnencu leži beli masivni dolomit cordevolske starosti. Podoben litološki razvoj, seveda s spremenljivo debelino posameznih litoloških členov, zasledimo tudi na širšem območju Oblakovega vrha.

Ker je želel Jurkovšek natančno preveriti starost plasti z daonelami, sem isti profil posnela še za konodontne raziskave. V šestih konodontnih vzorcih sivega mikritnega apnenca (DA 21/3-DA 21/8), ki se pojavlja v manjših lečah in gomoljih med laporнatim apnencem, sem našla naslednjo združbo: *E. mungoensis* (tab. 17, sl. 3a, b; tab. 18, sl. 1a-d), *Gl. malayensis* (tab. 19, sl. 1a-d), *Gl. tethydis*, vejnate kondonte, *Acodina* sp., *Nr. vardabassoi* (tab. 30, sl. 7a-c), *Nurrella* sp. (tab. 30, sl. 6a-c), spikule spongij, ostrakode in oogonije haracej. D. Urošević (ustno sporočilo) je med izoliranimi foraminiferami določila naslednje oblike: *Ammodiscus semicon-*



Sl. 5 – Fig. 5
*Daonella* sp. Original, 1×
Foto – Photo by C. Gantar




Sl. 6. Stratigrafska lestvica ladinijskih plasti na Oblakovem vrhu
Fig. 6. Stratigraphical column of the Ladinian beds at Oblakov vrh

*strictus* Waters (tab. 2, sl. 12), *Ammodiscus* sp. (tab. 2, sl. 11), *Glomospirella* sp. (tab. 2, sl. 5a, b), *Tolypammina discoidea* (Trifonova) (tab. 2, sl. 1, 2), *Lituobuba rotula* (Gutschick & Treckman) (tab. 2. sl. 8a, b), *Ophthalmidium exiguum* Zaninetti (tab. 2, sl. 7), *Nodophthalmidium anae* Gheorghian (tab. 2, sl. 9, 10), *Nodobacularia vujisici* Urošević & Gazdzicki (tab. 2, sl. 3, 4) in *Hemigordius* sp. (tab. 2, sl. 6), za kar se ji na tem mestu najlepše zahvaljujem.

Zaradi prisotnosti vodilnega amonita pripada apneno razviti del profila (DA 21/3 – 21/8) amonitni coni *Pro. archelaus* (zgornji del langobardske podstopnje), katerega zgornjo mejo predstavlja laporna plast s prav tako za zgornji langobard vodilno školjko *D. lommeli*. Tej amonitni coni ustreza zgornji del *hungarica* – Sz. in spodnji del *foliata* – R. Z. Omenjenih dveh konodontnih con ni bilo mogoče razdvojiti, ker je element *E. mungoensis* prisoten v vseh preiskanih vzorcih in je značilna vrsta, ki se pojavlja v obeh navedenih konodontnih conah.

*7 Železnica*

Zahodno od Železnice v Karavankah ob jugoslovansko-avstrijski meji izdanjajo spodnje in srednjetriasne plasti, ki so jih v preteklih letih uvrščali v glavnem v spodnji trias. Zato smo v okviru raziskav za Osnovno geološko karto SFRJ lista Beljak (Jurkovšek, 1987a, b) pričeli s sistematičnimi raziskavami tega področja. Starost kamenin je bilo deloma mogoče ugotoviti s fosilnimi ostanki, na številnih mestih pa si je bilo potrebno pomagati s superpozicijo posameznih litostratigrafskih členov.

Zahodno od Železnice na spodnjetriasnih plasteh leži sivi plastnati in skladnati sparitni dolomit, ki je ponekod kristalast. Lokalno se med njim pojavljajo plasti sivega in dolomitiziranega apnenca. Severovzhodno od Kranjske Gore je bila v dolomitu najdena vodilna anizijska vrsta *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić. Na teh plasteh leži plastnati in ploščasti sivi mikritni pogosto lapornati apnenec, ki se menjava s polami sivega skrilavega laporja. V apnencu opazujemo sledove lazenja anelidov in redke preseke amonitov. V zgornjem delu tega člena leži paket plastnatega mikritnega apnenca z mm do cm velikimi gomolji roženca. Le-ta vsebuje lupinice pelagičnih školjk in preseke gastropodov. Temu členu smo pripisali zgornjeanizijsko do spodnjeladinijsko starost. Celotna srednjetriasna skladovnica se končuje z ladinijskim brečastim konglomeratom, ki ima v primeri z drugimi nahajališči v Karavankah pretežno sivo apnenčevo oziroma lapornoapnenčevo vezivo. Pri mikropaleontoloških analizah smo največ pozornosti posvetili anizijsko-ladinijskim plastem pod brečastim konglomeratom. Žal konodontni vzorci apnenca niso vsebovali vodilnih elementov, lahka frakcija pa je vsebovala številne ostanke ehinodermov, od katerih so najpomembnejši holoturijski skleriti. Redkeje se pojavljajo foraminifere, ostrakodi in ribji zobje. Določila sem naslednje vrste:

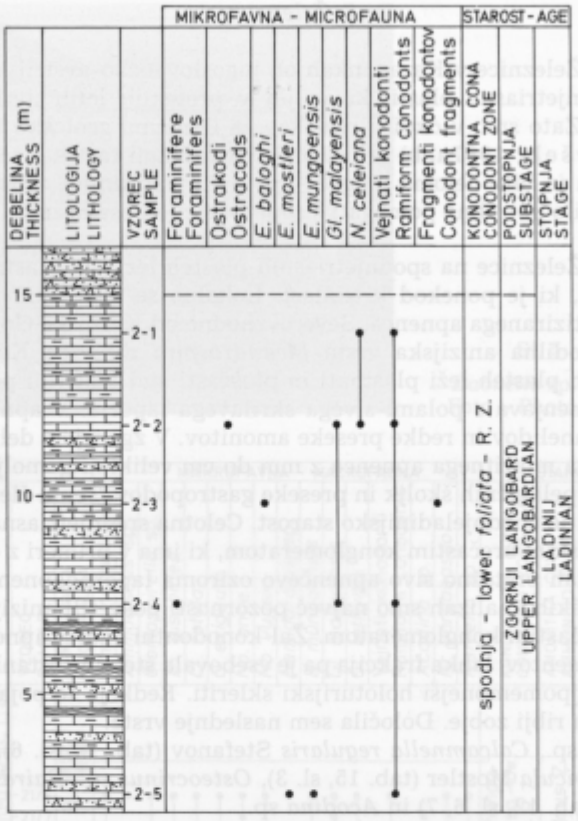
*Ammodiscus* sp., *Calcamnella regularis* Stefanov (tab. 15, sl. 6), *Th. immisorbicula, Th. planorbicula* Mostler (tab. 15, sl. 3), *Osteocrinus* sp., *Bairdia* sp., *Judahella tsorfatia* Sohn (tab. 12, sl. 6, 7) in *Acodina* sp.

Nekatere vrste holoturij imajo dokaj širok stratigrafski razpon, in sicer od anizijske do karnijske stopnje, medtem ko se obe vrsti rodu *Theelia* pojavljata tudi v norijski stopnji; natančne starosti ne moremo določiti niti z ostrakodno vrsto *Ju. tsorfatia,* ki je doslej poznana iz plasti od olenekijske pa vse do retijske starosti. Najdena izolirana mikrofavna, mikrofavna v zbruskih pa tudi terenske ugotovitve kažejo, da so preiskane plasti srednjetriasne starosti.

*8 Straža*

Na področju Straže severno od Liboj je v cestnem vseku razgaljen krajši profil, v katerem se menjavajo sivi in črni mikritni ter lapornati apnenec, lapor, tuf, tufski peščenjak in skrilavec (sl. 7). Plasti vpadajo 50° proti severozahodu, na geološki karti lista Celje so uvrščene v ladinijsko stopnjo (Buser, 1978). V profilu sem pobrala pet konodontnih vzorcev (2–1 do 2–5) sivega in črnega mikritnega apnenca. Konodontna združba je zelo raznovrstna; poleg odlomkov vejnatih elementov (tab. 29, sl. 6) sem našla tudi ploščaste elemente vrst *E. baloghi* (Kovacs) (tab. 23, sl. 4a-d), *E. mostleri* Kozur, *E. mungoensis, Gl. malayensis* in *N. celeiana* Kolar-Jurkovšek. Združbo sestavljajo tudi redke prekristaljene foraminifere in ostrakodi.

Najdena konodontna združba je značilna za *foliata* – *R. Z.* in spodnji del *polygnathiformis* – A. Z., kar ustreza amonitnim conam *Maclearnoceras maclearni* Z. (le




Sl. 7. Stratigrafska lestvica ladinijskih plasti pri Straži

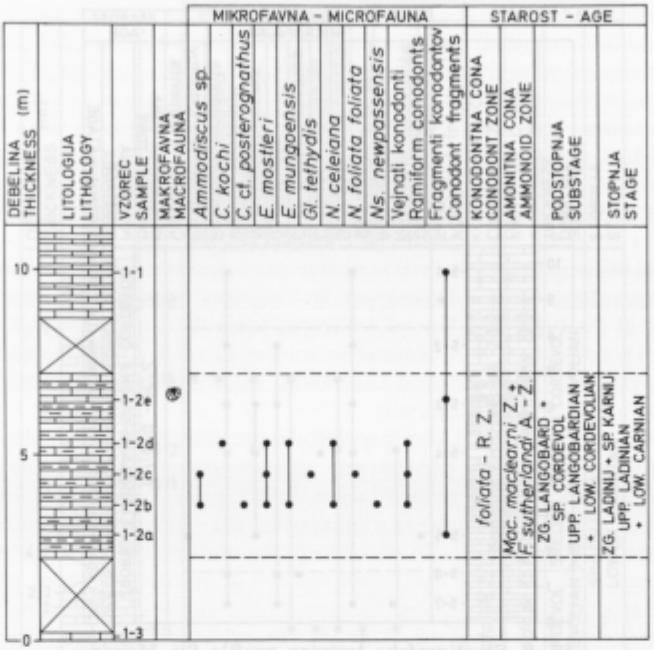
Fig. 7. Stratigraphical column of the Ladinian beds near Straža

njenemu zgornjemu delu), *Frankites sutherlandi* A.–Z. in *Trachyceras aon* Z. Glede na stratigrafski položaj plasti s konodonti na širšem področju sklepam, da je v tem profilu zastopana le langobardska podstopnja ladinijske stopnje, to je spodnji del *foliata* – R. Z., ki ustreza *Mac. maclearni* amonitni coni.

### 9 *Škrjanec*

Na Škrjancu pri Celju se v cestnem vseku menjavajo plasti temno sivega mikritnega in sparitnega apnenca, lapornatega apnenca, laporja in skrilavega glinovca (sl. 8). Tu in tam se v apnencu pojavljajo majhne nedoločljive pozidonije, ki so verjetno ostanki juvenilnih osebkov. Profil ni sklenjen, plasti pa vpadajo 40° proti severovzhodu. Buser (1978, 1979) je kamnine na tem področju uvrstil v psevdoziljski facies.

Iz celotnega profila sem preiskala sedem vzorcev (1-1, 1-2a do 1-2e, 1-3). Fosilno združbo iz vzorcev sestavljajo konodontne vrste *C. kochi*, *C.* cf. *posterognathus* Mosher (tab. 23, sl. 2, 3), *E. mostleri* (tab. 21, sl. 1a-c, 2a-e, 3a-b), *E. mungoensis* (tab. 21, sl. 4a-b, 5a-c), *Gl. tethydis*, *N. foliata foliata* (Budurov), *N. celeiana* Kolar-




Sl. 8. Stratigrafska lestvica nahajališča Škrjanec

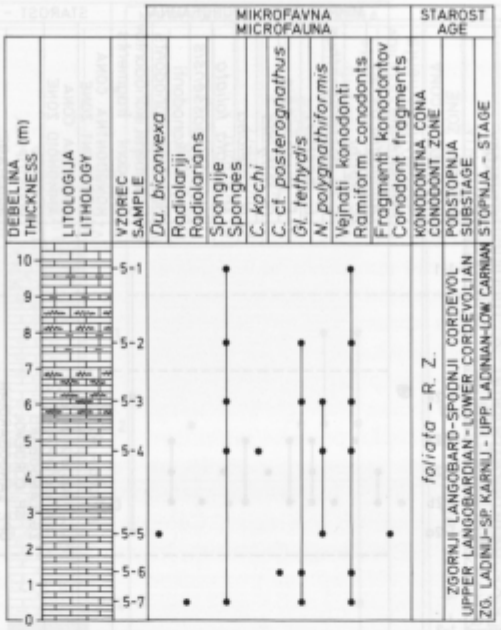
Fig. 8. Stratigraphical column of the Škrjanec locality

Jurkovšek (tab. 22, sl. 1a-c, 2a-d, 3a-d), *Ns. newpassensis* Mosher (tab. 23, sl. 1) in večje število vejnatih elementov (diplododeliformi, enantiognatiformi, hindeodeliformi, prioniodiniformi) (tab. 29, sl. 2, 3, 4, 7, 8) in piritizirane hišice foraminifer iz rodu *Ammodiscus*.

Določljivo konodontno združbo sem našla le v osrednjem, 5 metrov debelem delu profila (vzorci 1-2b, 1-2c, 1-2d). Ta združba je značilna za *foliata* – R. Z., ki ustreza zgornjelangobardski *Mac. maclearni* amonitni coni in spodnjecordevolski *F. sutherlandi* A.–Z. amonitni coni. Zelo verjetno je, da tej coni pripada še vzorec 1-2e. Obseg *foliata* – R. Z. je v tem profilu težko točno omejiti, ker sem v vzorcih iz spodnjega in zgornjega dela profila našla le odlomke konodontov.

### *10 in 11 Sv. Magdalena I in II*

Pod vrhom Sv. Magdalene izdanjajo plasti plastnega in ploščastega mikritnega in sparitnega apnenca, ki lokalno vsebuje gomolje roženca. Vmes so posamezne tanjše plasti in pole laporja. Na geološki karti lista Celje v merilu 1:100000 je celotno področje Sv. Magdalene uvrščeno v juro in kredo (Buser, 1978). Zaradi podobnosti teh plasti s kamninami psevdoziljskega faciesa v okolici sem južno od vrha Sv. Magdalena vzorčevala dva krajša profila in opravila konodontne analize. Iz prvega profila sem pregledala tri (4-1, 4-2, 4-3), iz drugega pa sedem vzorcev apnenca (5-1 do 5-7) (sl. 9). Pestro fosilno vsebino vzorcev poleg konodontnih elementov sestavljajo še foraminifere, radiolariji in spongije. Med konodontnimi elementi prevladuje vrsta *Gl.*




Sl. 9. Stratigrafska lestvica profila Sv. Magdalena II

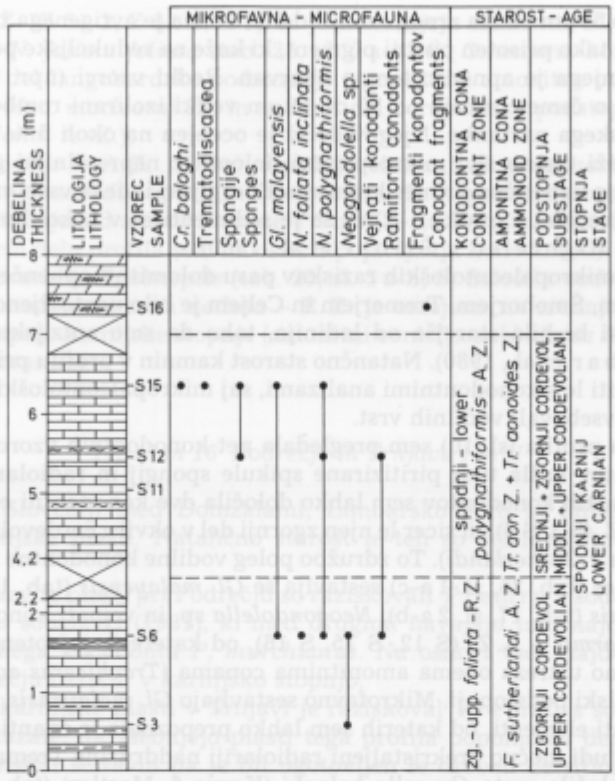
Fig. 9. Stratigraphical column of the Sv. Magdalena II section

*tethydis* (tab. 24, sl. 1a-c, 2a-b) v združbi vrst *N. polygnathiformis, C. kochi* in *C.* cf. *posterognathus* ter fragmenti vejnatih konodontov. Združbo sestavljajo tudi redke foraminifere *Ophthalmidium* sp., *Rectoglandulina* sp., *Duostomina biconvexa* Kristan-Tollmann, limonitizirani radiolariji iz podreda Spumellariina in spikule spongij (mezodidihotriene, oksipentaktine, oksiheksaktine in astri).

Nekatere vrste konodontov imajo dokaj širok stratigrafski razpon in zato je z njimi preiskovane plasti težko natančno starostno uvrstiti. Element *N. polygnathiformis* se pojavlja v zgornjem delu *foliata* – R. Z. in v *polygnathiformis* – A. Z. Po primerjavi s podobnim litološkim razvojem kamnin in enaki barvi konodontov iz profila pri Straži menim, da preiskovane plasti na Sv. Magdaleni najverjetneje pripadajo *foliata* – R. Z. Ta konodontna cona zajema zgornjelangobardsko *Mac. maclearni* – Z. in spodnjecordevolsko *F. sutherlandi* A.–Z. (zgornji del ladinijske in spodnji del karnijske stopnje) amonitno cono.

## *12 Svetina*

Med nekaterimi nerešenimi problemi je ostala pri geološkem kartiranju za Osnovno geološko karto lista Celje nedorečena biostratigrafska uvrstitev debelejše triasne skladovnice južno od Celja med Gozdnikom, Šmohorjem, Tremerjem in Svetino. Zato smo pod vodstvom Buserja (v Šribar et al., 1980) v tem pasu pričeli s sistematičnimi mikropaleontološkimi in sedimentološkimi raziskavami.




Sl. 10. Stratigrafska lestvica nahajališča Svetina

Fig. 10. Stratigraphical column of the Svetina locality

Omenjeno skladovnico na širšem področju sestavlja pretežno sivi mikritni skladoviti dolomit, ki vsebuje številne do 20 cm debele gomolje in pole svetlo do temno sivega roženca. Dolomitne plasti so debele 20 do 50 cm. V dolomitu ne opazimo nobenih strukturnih in teksturnih oblik, ploskve med plastmi pa so ravne. Glede na to, da dobimo sredi rožencev gomoljev nespremenjen dolomit, moremo sklepati, da je kremenica med diagenezo nadomestila prvotno dolomitno kamnino.

V dolomitni skladovnici se pojavlja več metrov debel vložek temno sivega do rjavkasto sivega plastovitega mikritnega apnenca. V profilu pri Svetini so med apnencem tudi tanjše plasti in pole temno sivega glinovca. Apnenec v tem profilu je plastnat do ploščast, po strukturi pa biomikrit močno prevladuje nad mikritom in biopelmikritom. Delež fosilov in drugih alokemov je zelo majhen, tako da po Dunhamovi klasifikaciji pripadajo vzorci tipu »mudstone« (osnova kamnine pripada karbonatnemu blatu, delež vseh alokemov pa je nižji od 10 %). Med fosili v zbruskih prevladujejo radiolariji nad spikulami spongij, zelo skromno so zastopane ploščice ehinodermov, tankolupinaste školjke pa se pojavljajo le v sledovih. Precej vzorcev je rahlo prekristaljenih, prvotni mikrit je spremenjen v mikrosparit (zrna do 30 μm). Večina preiskanih vzorcev vsebuje do nekaj odstotkov kremena, ki je večidel detritič-

nega izvora (do 50 μm velika zrna), manjši del kremena je avtigenega izvora. V večini vzorcev je prav tako prisoten piritni pigment, ki kaže na redukcijske pogoje sedimentacije. Zaradi njega je apnenec temno obarvan. Redki vzorci (npr. S 11) so rahlo dolomitizirani, o čemer pričajo od 30 do 60 μm veliki izolirani romboedri dolomita kasnodiagenetskega nastanka. Njegov delež je ocenjen na okoli 5 %. Nad apnenčevimi plastmi leži temno sivi mikrosparitni dolomit z nepravilnimi gomolji črnega roženca. Vsebuje detritično primes kremena. Energijski indeks vseh vzorcev je nizek do zelo nizek (večidel 1, redko 1–2) in se je sedimentiral v nekoliko globljem, zelo mirnem okolju (Ogorelec v Šribar et al., 1980).

Na podlagi mikropaleontoloških raziskav pasu dolomitno-apnenčeve skladovnice med Gozdnikom, Šmohorjem, Tremerjem in Celjem je bilo ugotovljeno, da ni nobene fosilne vrste, ki bi bila starejša od ladinija, tako da smo anizijsko starost lahko izključili (Šribar et al., 1980). Natančno starost kamnin v profilu pri Svetini je bilo mogoče ugotoviti le s konodontnimi analizami, saj mikropaleontološki in palinološki preparati niso vsebovali vodilnih vrst.

Iz celotnega profila (sl. 10) sem pregledala pet konodontnih vzorcev. V njih sem poleg konodontov našla tudi piritizirane spikule spongij in radiolarije. Na osnovi najdenih ploščastih konodontov sem lahko določila dve konodontni coni:

*foliata* – R. Z. (S 3, S 6), in sicer le njen zgornji del v okviru cordevolske podstopnje (amonitna cona *F. sutherlandi*). To združbo poleg vodilne konodontne vrste *N. foliata inclinata* Kovacs (tab. 25, sl. 1 a-c) sestavlja še *Gl. malayensis* (tab. 19, sl. 2 a-b), *N. polygnathiformis* (tab. 17, sl. 2 a-b), *Neogondolella* sp. in vejnati konodonti;

*polygnathiformis* – A. Z. (S 12, S 15, S 16), od katere je prisoten le spodnji del cone, ki verjetno ustreza obema amonitnima conama (*Trachiceras aon* in *Tr. aonoides*) v cordevolski podstopnji. Mikrofavno sestavljajo *Gl. malayensis, N. polygnathiformis* in vejnati elementi, od katerih sem lahko prepoznala le enantiognatiforme.

Prisotni so tudi močno prekristaljeni radiolariji naddružine Trematodiscacea, od katerih sem določila vrsto *Crucella baloghi* (Kozur & Mostler) (tab. 10. sl. 1). Vse prisotne spikule spongij (ortodihotriene z reduciranim rabdom, filotriene, oksiheksaktine) (tab. 14, sl. 5, 7) so piritizirane.

### *13 Zabukovica*

Na severozahodnem pobočju Bukovice (584 m) severno od Zabukovice je delno odkrit profil ladinijskih plasti. V spodnjem delu leži okoli 17 m tufskega peščenjaka z bloki in slabo zaobljenimi kosi temno sivega mikritnega apnenca, kosi glinastega skrilavca in roženca, kalkarenit in apnenčeva breča. V zgornjem delu profila so apnenčevi klasti manjši kot v spodnjem in z daljšo osjo vzporedni plastnatosti.

Zgornji del tega klastičnega zaporedja je prekrit s preperino, v kateri se pojavljajo enake kamnine kot v spodnjem delu, primarna je le plast sivo zelenega tufa. Petrografske raziskave vzorca Z 4 so pokazale, da gre za neenakomerno drobno zrnat kisli tuf s posameznimi večjimi in nekoliko presedimentiranimi vulkanskimi drobci. Nad temi plastmi sledi več deset metrov sivega dolomita in dolomitne breče z gomolji roženca. Spodnji in zgornji del profila sta verjetno v tektonskem kontaktu, ki je nekaj metrov pokrit s preperino.

Konodontne vzorce sem pobrala iz apnenčevih blokov in kosov, vzorec Z 5 a pa iz kalkarenitne oz. kalciruditne plasti. Vsi pregledani vzorci so vsebovali konodontne elemente, na osnovi katerih sem izločila naslednji konodontni coni:

*foliata* – R. Z. (Z 5 c 2, Z 5 c 1, Z 5), ki jo dokazujejo elementi: *Gl. malayensis, E. mungoensis* in *N. foliata foliata* (tab. 25, sl. 2 a-b, 4). Omenjena konodontna cona obsega zgornji del langobardske podstopnje (zgornji del amonitne cone *Pro. archelaus* Z. =cona *Mac. maclearni* Z.) in spodnji del cordevolske podstopnje (amonitna cona *F. sutherlandi* A.-Z.);

*polygnathiformis* – A. Z. (Z 5 a) označuje element *N. polygnathiformis*, ki ga spremljata *Cratognathodus* sp. in *E. mungoensis*. Ta konodontna cona obsega večji del karnijske stopnje (od amonitne cone *Tr. aon* Z. do *Tropites dilleri* Z.).

V dolomitnem delu profila sem na osnovi pojavljanja konodontnih elementov vrst N. *polygnathiformis* in *E. abneptis* (tab. 25, sl. 5 a-b, 6) določila *nodosa* – R. Z. (Z 2, Z 3, Z 3 a). Konodontna cona *nodosa* – R. Z. je omejena na srednji in zgornji del tuvalske podstopnje karnijske stopnje (amonitni coni *Tp. subbulatus* A. Z. in *Klamathites macrolobatus* Z.).

### *14, 15 in 16 Področje in Trnjava I in II*

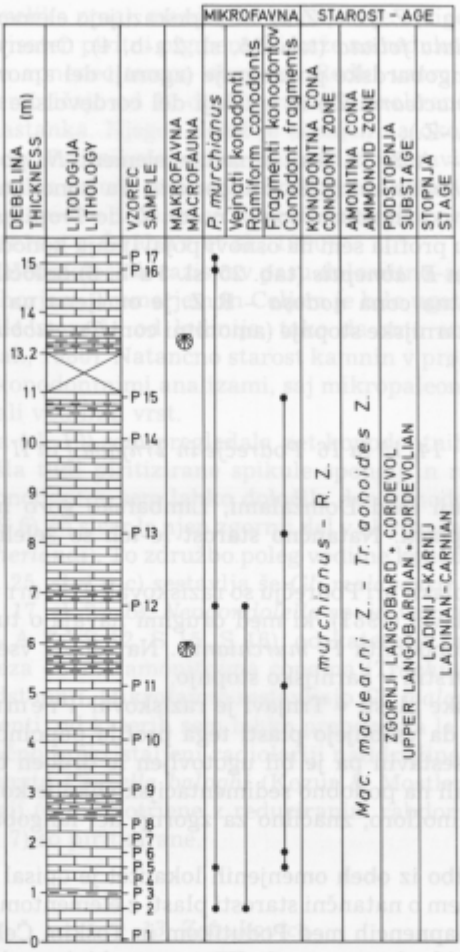
V osrednji Sloveniji med Domžalami, Limbarsko goro in Mlinšami izdanjajo ladinijsko-karnijske plasti. Natančno starost le-teh so želeli ugotoviti že številni raziskovalci.

Pelagično razvite plasti pri Podrečju so raziskovali Premru s sodelavci (1978) in Šribarjeva s sodelavci (1981), ki med drugimi navajajo tudi najdbo ladinijsko-spodnjekarnijskega konodonta *P. murchianus*. Na osnovi vseh najdenih fosilov so plasti pri Podrečju uvrstili v karnijsko stopnjo.

Ladinijsko-karnijske plasti v Trnjavi je raziskoval Premru s sodelavci (1978). Analize so pokazale, da vsebujejo plasti tega profila popolnoma degradirane ciste alg, od anorganskih sestavin pa je bil ugotovljen le droben detritičen kremen. Na podlagi tega so sklepali na podobno sedimentacijsko okolje kot pri Lukovici, kjer so našli raznovrstno palinofloro, značilno za zgornji del langobardske in najnižji del karnijske stopnje.

Konodontno združbo iz obeh omenjenih lokalitet je opisal Ramovš (1985 a) in opozoril tudi na problem o natančni starosti plasti z elementom *P. murchianus*. Avtor navaja, da nastopa v apnencih med Podutikom in Toškim Čelom omenjeni element skupaj s školjko *Posidonia wengensis* Wissmann, ki je vodilna za langobardsko podstopnjo. Na osnovi tega podatka je Ramovš (1985 a) tudi drugim nahajališčem, v katerih je našel konodonte vrste *P. murchianus*, pripisal langobardsko starost. V tej razpravi Ramovš (1985 a) navaja tudi stratigrafsko razširjenost elementa *P. murchianus*, kot sta jo podala Kovacs in Kozur (1980 b) ter dodaja, da za stratigrafsko razširjenost tega elementa v julski in tuvalski podstopnji nimamo nobenih biostratigrafskih podatkov. Ob tem pa moramo upoštevati ugotovitve številnih raziskovalcev favne z omenjenim konodontnim elementom (Kozur et al., 1974, Kozur, 1980, Nicora, 1981 in Besems, 1983). Element *P. murchianus* navajajo Kozur in sodelavci (1974) in Kozur (1980) iz španskega profila skupaj s cordevolskimi ostrakodi, od koder je Besems (1983) kasneje opisal kserofitno palinofloro, ki jo je prav tako uvrstil v cordevolsko podstopnjo. V severni Italiji je elemente *P. murchianus* Nicora (1981) našla v cordevolski podstopnji skupaj z amoniti cone *aon*.

Da bi natančno ugotovila starost ladinijsko-karnijske plasti v okolici Domžal, sem raziskala en profil v Podrečju in dva v Trnjavi.

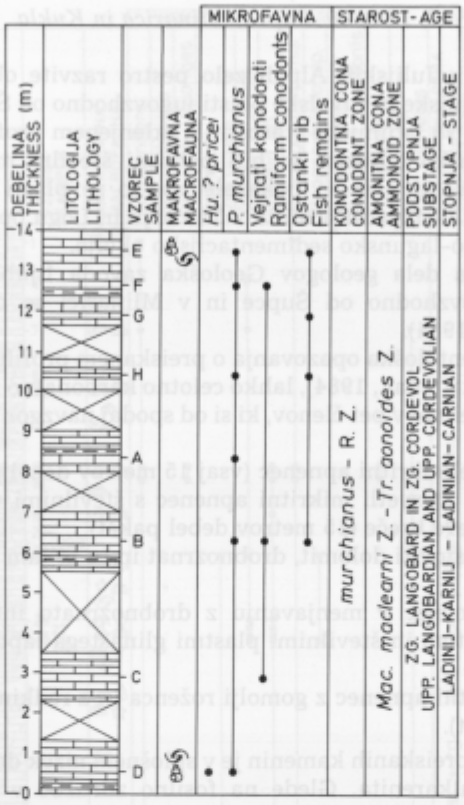



Sl. 11. Stratigrafska lestvica nahajališča Podrečje

Fig. 11. Stratigraphical column of the Podrečje locality

V profilu pri Podrečju (sl. 11) se menjavajo črni plastnati, ploščasti in laminirani apnenec, lapornati apnenec in lapor. V apnencu sem našla številne slabo ohranjene amonite in školjke rodu *Posidonia*. Od osmih konodontnih vzorcev so le štirje (P 2, P 4, P 12, P 14) vsebovali element *P. murchianus*, v vzorcih P 2 in P 12 pa so bili prisotni tudi vejnati elementi.

Pri Trnjavi sem vzorčevala kamnine dveh profilov. Profil Trnjava I je v manjšem kamnolomu (sl. 12), medtem ko leži krajši profil Trnjava II 400 m zahodno od njega. V obeh profilih je razkrita leča pelagičnih sedimentov, ki leži med dolomitom




Sl. 12. Stratigrafska lestvica profila Trnjava I

Fig. 12. Stratigraphical column of the Trnjava I section

(Premru et al., 1978). V talnini leče je temno sivi dolomitizirani, močno prekristaljeni dolomit. Navzgor se v debelini približno 14 m menjavajo plasti mikritnega in biomikritnega apnenca, debele od 10 do 20 cm, olivno sivega do olivno črnega laporja in apnenega laporja. V plasteh mikrita je vzporedna laminacija. Večina pobranih vzorcev je vsebovala elemente vrste *P. murchianus* (tab. 20, sl. 1–4), le redki pa tudi zobe rib in ostrakode vrste *Hungarella ? pricei* Sohn (tab. 13, sl. 1–5).

Preiskane plasti iz vseh treh profilov vsebujejo element *P. murchianus*, zato sem jih uvrstila v konodontno cono *murchianus* – R. Z. Ta obsega zgornji del langobardske podstopnje (amonitna cona *Mac. maclearni*) in večji del cordevolske podstopnje (amonitni coni *F. sutherlandi* in *Tr. aon* ter morda tudi še *Tr. aonoides*). Podrobnejša starostna opredelitev teh plasti z razpoložljivimi podatki ni mogoča; spremljevalna makrofavna v Podrečju je slabo ohranjena in ni primerna za določevanje, medtem ko ostrakodna vrsta *Hu.? pricei*, ki sem jo našla v Trnjavi, še ni v celoti stratigrafsko ovrednotena.

*17, 18 in 19 Šupca, Mlinarica in Kukla*

Triasne plasti so v Julijskih Alpah zelo pestro razvite ob cesti Vršič–Trenta. Posebno zanimive so julske in tuvalske plasti jugovzhodno od Šupce, za katere so do nedavnega mislili, da so ladinijske starosti. V sklenjenem profilu, ki je v talnini in krovnini sicer tektonsko odrezan so bili pobrani številni mikropaleontološki in sedimentološki vzorci. Analize so pokazale, da so se plasti odlagale v nekoliko globljem okolju kot v karnijskih profilih v Tamarju in Logu pod Mangartom, kjer je bilo ugotovljeno šelfno-lagunsko sedimentacijsko okolje.

Rezultati timskega dela geologov Geološka zavoda Ljubljana pri raziskavah karnijske plasti jugovzhodno od Šupce in v Mlinarici so deloma že objavljeni (Jurkovšek et al., 1984).

Če strnemo sedimentološka opazovanja o preiskanem profilu karnijskih plasti pri Šupci (po Jurkovšku et al., 1984), lahko celotno karbonatno zaporedje 130 metrov debelega profila razdelimo v pet členov, ki si od spodaj navzgor vrstijo po naslednjem zaporedju:

a) homogeni biopelmikritni apnenec (vsaj 15 metrov debel paket),

b) tankoplastoviti in svetli mikritni apnenec s številnimi vložki kalkarenita in drobnozrnate apnenčeve breče (15 metrov debel paket),

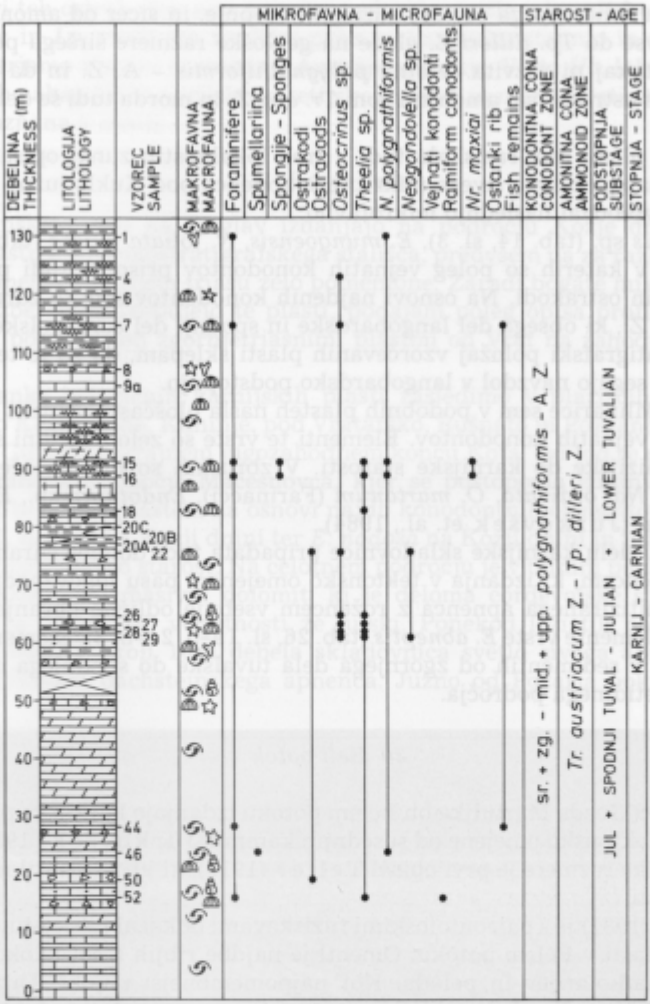
c) svetli, tankoplastoviti dolomit, drobnozrnat in tu in tam laminiran (18 metrov debel paket),

č) biomikritni apnenec v menjavanju z drobnozrnato intraformacijsko brečo oziroma biokalkarenitom in številnimi plastmi glinastega laporja (30 metrov debel paket); profil končuje

d) temni biomikritni apnenec z gomolji roženca in z redkimi plastmi breče (vsaj 40 metrov debel paket).

Energijski indeks preiskanih kamenin je v splošnem nizek do zelo nizek; izjeme so le plasti breče in kalkarenita. Glede na fosilno združbo v različkih mikritnega apnenca in glede na sedimentološke značilnosti predvidevamo, da se je apnenec odlagal v nekoliko globljem okolju, kjer vpliv površinskega valovanja ni bil več prisoten. Tako okolje je obstajalo na pobočni coni Julijske karbonatne platforme, ki se je v karnijski dobi razprostirala severno od Slovenskega jarka. Apnenčeva breča in kalkarenit, bogat predvsem z odlomki krinoidov, sta se transportirala s podvodnimi tokovi. V več plasteh opazujemo postopno zrnavost. Lokalno so plasti mikritnega apnenca nekoliko bogatejše z organsko primesjo in s piritnim pigmentom. Oba nakazujeta rahle redukcijske razmere v sedimentacijskem okolju. Plasti laporja, detritična zrna kremena in izjemoma tudi femični minerali kažejo na občasni dotok detritičnega materiala. Med diagenetske spremembe prištevamo rekristalizacijo apnenca, silicizacijo in nastanek rožencev leč ter dolomitizacijo. Izvorni material za roženec predstavljajo organizmi s kremenovimi skeleti, v večji meri radiolariji, manj spikule spongij. Dolomitizacija je kasnodiagenetskega značaja.

Za konodontne analize sem v profilu (sl. 13) pobrala šestnajst vzorcev. Vsebina ostankov analiziranih vzorcev je zelo različna, saj sestoji iz limonitiziranega in piritiziranega organskega materiala, kristalov pirita in številnih fosilnih ostankov. Fosile predstavljajo ostanki naslednjih živalskih skupin: radiolarijev, forminifer, porifer, ostrakodov, ehinodermov, konodontoforidov in rib. Ohranjeni fosili so glede na prisotnost različnih živalskih skupin sicer raznovrstni, vendar le z majhnim številom posameznih primerkov. Vsi nefosfatni ostanki fosilov so tudi prekristaljeni. V vzorcih sem poleg slabše ohranjenih foraminifer (1, 7, 15, 16, 44, 52), od katerih




Sl. 13. Stratigrafska lestvica karnijskih plasti jugovzhodno od Šupce

Fig. 13. Stratigraphical column of the Carnian beds southeast of Šupca

nekatere pripadajo *Ammodiscus* sp. (tab. 1, sl. 1–2) in Nodosariidae (tab. 1, sl. 3–4) radiolarijev iz podreda Spumellariina (46), spikul spongij (15–16) (tab. 14, sl. 12), krinoidov *Osteocrinus* sp. (4, 7, 22, 26, 27, 28, 29) (tab. 14, sl. 2), holoturijskih skleritov *Theelia* sp. (15, 16, 18, 26, 27, 28, 29, 52) (tabl. 15, sl. 7) ribjih ostankov (tab. 30. sl. 1, 2) od katerih nekateri pripadajo *Nr. maxiai* (tab. 30, sl. 4), našla tudi konodontne elemente *N. polygnathiformis* (1, 15, 16, 46) (tab. 26, sl. 4a-b, 5a-c), *Neogondolella* sp. (1, 22) in vejnate elemente (52). Na osnovi najdbe vrste *N. polygnathiformis* sem pregledani del profila uvrstila v *polygnathiformis* – A. Z. (od 1 do 52).

Ta kondontna cona obsega večidel karnijske stopnje, in sicer od amonitne cone *Tr. aon* – Z. pa vse do *Tp. dilleri* Z. glede na geološke razmere širšega področja pa je verjetno, da tukaj ni razvita celotna *polygnathiformis* – A. Z. in da manjka njen spodnji del, ki ustreza vsaj amonitni coni *Tr. aon* Z. in morda tudi še del *Tr. aonoides* Z.

Karnijske plasti sem raziskala tudi v treh lokalnostih zunaj opisanega profila. Vzorec plastnatega olivno sivega mikritnega apnenca pod Kuklo južno od Mlinarice (BE 4594) je vseboval naslednjo mikrofavno:

*Osteocrinus* sp. (tab. 14, sl. 3), *E. mungoensis, N. foliata foliata* (tab. 25, sl. 3) in *Acodina* sp., v katerih so poleg vejnatih konodontov prisotne tudi prekristaljene foraminifere in ostrakodi. Na osnovi najdenih konodontov sem to združbo uvrstila v *foliata* – R. Z., ki obsega del langobardske in spodnji del cordevolske podstopnje. Glede na stratigrafski položaj vzorčevanih plasti sklepam, da so le-te cordevolske starosti in ne segajo navzdol v langobardsko podstopnjo.

V soteski Mlinarice sem v podobnih plasteh našla ploščasti element *Gl. malayensis* v združbi vejnatih konodontov. Elementi te vrste so zelo pogostni spremljevalci združb od anizijske do karnijske starosti. V zbruskih so bile določene naslednje foraminifere: *Nd. ordinata, O. martanum* (Farinacci), *Endothyra* sp., *Earlandia* sp., Duostominidae (Jurkovšek et. al., 1984).

Zgornjemu delu karnijske skladovnice pripadata tudi dolomitizirani apnenec in dolomit z rožencem, ki izdanja v tektonsko omejenem pasu jugovzhodno od Šupce. Vzorec dolomitiziranega apnenca z rožencem vsebuje odlično ohranjene ploščaste konodontne elemente vrste *E. abneptis* (tab. 26, sl. 1a-b, 2a-b, 3). Elementi te vrste so zelo pogostni v sedimentih od zgornjega dela tuvalske do spodnjega dela sevatske podstopnje Tetidinega področja.

### *20 Beli potok*

Vzhodno od Gozda Martuljka ob Belem potoku izdanjajo karnijske plasti, ki so na vseh straneh tektonsko omejene od sosednjih kamnin (Jurkovšek, 1987a, b). Tamkajšnje geološke razmere je prvi opisal Teller (1910), ki jih je uvrstil med »buchensteinske« plasti.

Ramovš (1981) je s paleontološkimi raziskavami dokazal julsko-tuvalsko starost apnenčevih plasti v Belem potoku. Omenil je najdbe ribjih lusk, iglokožcev, školjk, foraminifer, radiolarijev in peloda. Kot najpomembnejši najdbi Ramovš (1981) navaja foraminifero *Trocholina biconvexa* Oberhauser v spodnjem delu potoka, ki se pojavlja predvsem v julskih plasteh, in pelod *Spiritisporites spirabilis* Scheuring, ki je značilen le za tuvalsko podstopnjo.

Značilna kamnina Belega potoka je sivi do črni plastnati in ploščasti biomikritni apnenec, ki je včasih laminiran. V manjši meri se pojavljajo tudi dolomitne plasti. Zaradi tektonskih razmer sem vzorčevala le točkovno.

Dva vzorca (BE 8906 in BE 8908) sta vsebovala le piritizirane in limonitizirane spikule spongij. Pogostejše so bile ortodihotriene spikule z reduciranim rabdom (BE 8906 in BE 8908), medtem ko sem strongiltriaktine spikule našla le v enem vzorcu (BE 8906). Za starostno uvrstitev preiskanih vzorcev je pomembna združba ostrakodov (BE 8907), ki pripada naslednjim vrstam:

*Hiatobairdia labrifera* Kristan-Tollmann (tab. 13, sl. 6), *Judahella* sp., *Kerocythere raibliana* (Gümbel) (tab. 13, sl. 5) in *Leviella rudis* Kristan-Tollmann (tab. 13, sl. 7).

Na osnovi teh ostrakodov sem omenjene plasti uvrstila v karnijsko stopnjo. Vrsti *Ke. raibliana* in *Lv. rudis* sta značilni prav za karnijsko stopnjo in naše primerke zlahka primerjamo z onimi iz sosednje Avstrije in Italije. Vrsto *Hb. labrifera* so doslej našli le v treh nahajališčih norijske in retijske starosti in njena stratigrafska razširjenost še ni poznana v celoti.

### *21 Kozja dnina*

Ob Tominškovi poti na Triglav izdanjajo na področju Kozje dnine pelagične karnijske plasti, ki so z biostratigrafskega stališča, predvsem pa za razlago paleogeografskih razmer, v zgornjem triasu zelo pomembne. Zaradi bogate mikro- in makrofosilne združbe, ki jo vsebujejo te plasti, podajam poleg opisa profila tudi njihov stratigrafski položaj med zgornjetriasnimi plastmi od Vrat na zahodu do Krme na vzhodu.

Prve izdanke pelagičnih karnijskih plasti zasledimo v plaziščih, od koder se vlečejo preko Kozje dnine, Kuhinje, pod Vratarsko, Rušnato in Požgano Mlinarico ter naprej proti Gubam v skrajnem jugozahodnem koncu Kota. Od tod se raztezajo proti vzhodu na zahodno pobočje Macesnovca, kjer se postopoma izklinjajo. Ramovš (1984 in 1985 b) je tem plastem na osnovi najdb konodontnih elementov *N. polygnathiformis* in *E. nodosa* na Kozji dnini ter *E. nodosa* na Kozji dnini in južno od Požarja pripisal zgornjetuvalsko starost. Na celotnem področju je v talnini pelagičnih karnijskih plasti kristalasti masivni dolomit, ki je deloma cordevolske starosti, njegov najvišji del pa je po vsej verjetnosti že julski. Ponekod leži tik pod pelagičnimi karnijskimi plastmi okoli 10 m debela skladovnica svetlo sivega apnenca, ki ima litološke značilnosti dachsteinskega apnenca. Južno od Požarja pokriva rjavkaste



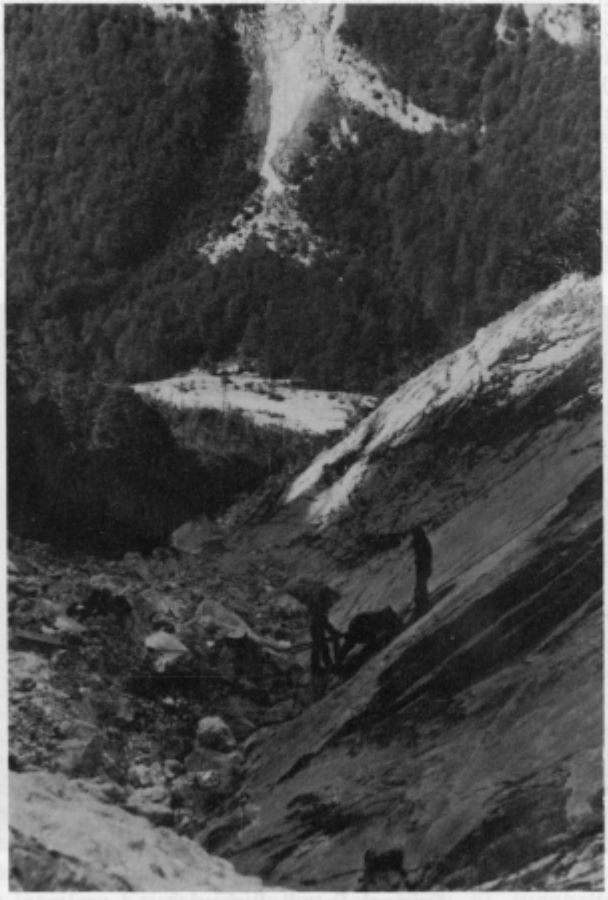
Sl. 14. Zgornji del profila karnijskih plasti na Kozji dnini. Original. Foto B. Jurkovšek

Fig. 14 Upper part of Carnian succession at Kozja dnina. Original. Photo by B. Jurkovšek

tuvalske apnence približno 4 m svetlo sivega plastnatega in ploščastega apnenca ter več metrov debel apnenčev sklad, nato pa sledi svetlo sivi neskladnati apnenec, debel od 250 do 300 m (Ramovš, 1984).

Podobno zaporedje zasledimo tudi drugod, le da se debelina pelagične skladovnice in masivnega apnenca lokalno nekoliko spreminja. Na severnem in vzhodnem pobočju Macesnovca karnijske pelagične kamenine povsem izginejo, masivni apnenec pa leži neposredno na kristalastem masivnem dolomitu. V grebenskem apnencu je bila ugotovljena tipična norijsko-retijska grebenska združba (Ramovš, 1984). Na masivnem grebenskem apnencu leži več sto metrov debela skladovnica dachsteinskega apnenca.

V profilu na Kozji dnini, ki sem ga raziskala skupaj s sodelavci Geološkega zavoda Ljubljana, izdanja 76 m debel paket temno sivega ploščastega in plastnatega apnenca s pogostnimi lečami in centimetrskimi polami rožence. Plasti vpadajo z nagibom 40 do 60° proti jugozahodu (sl. 14).



Sl. 15. Izkopavanje ribjega skeleta. Po Jurkovšku, 1984 b

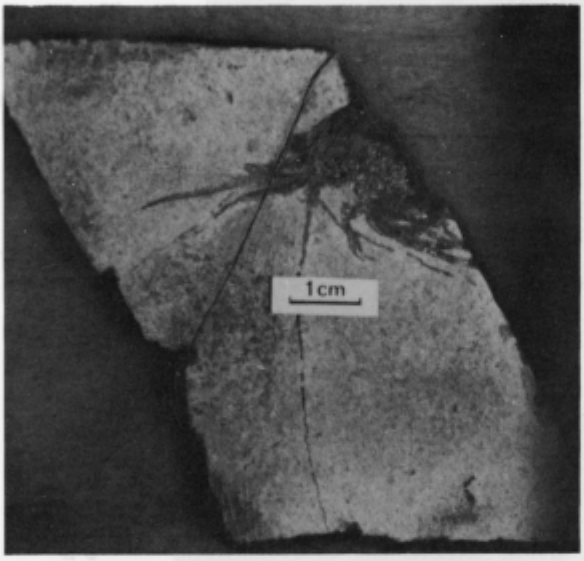
Fig. 15. Excavation of fish skeleton. After Jurkovšek, 1984 b



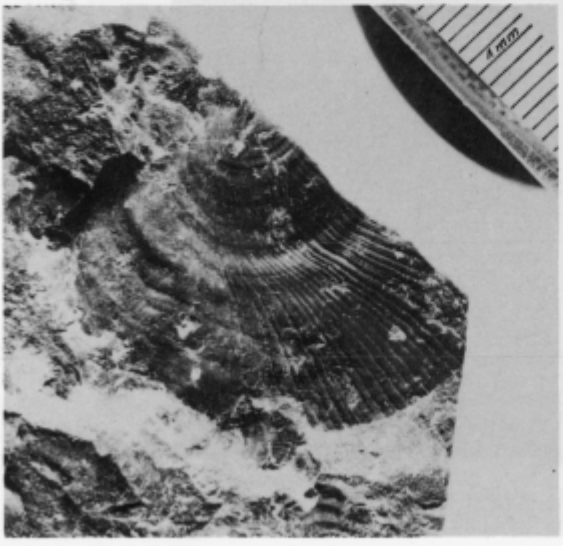
Sl. 16 – Fig. 16
*Birgeria* sp.
Dolžina skeleta je 84 cm
Length of the skeleton is 84 cm
Po – After Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1986

Leta 1983 so sodelavci Geološkega zavoda Ljubljana v plasti 12a našli 84 cm dolgo okostje fosilne ribe iz rodu *Birgeria* (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1986) (sl. 15, 16). Detajlni pregled karnijskih plasti na Kozji dnini je pokazal, da vsebuje apnenec tudi številne ostanke morskih ježkov, amonitov, koral in ostanke višje razvitih rakov (določila sem rod *Aeger*) (sl. 17).

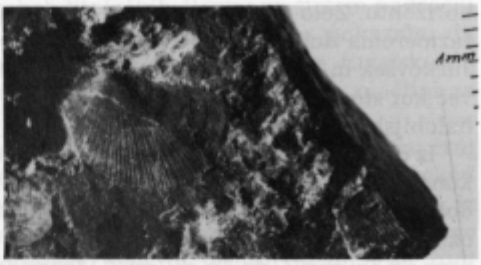
Profil je znan že iz začetka stoletja, saj je v njem Kittl (1912) našel številne lepo ohranjene halobije vrste *Ha.* cf. *fallax* Mojsisovics, iz istega profila pa je opisal tudi novo vrsto *Ha. telleri* n. sp. Na osnovi školjk ni uspel določiti natančne starosti, menil pa je, da pripadajo fosili najverjetneje zgornjekarnijskemu ali spodnjenorijskemu



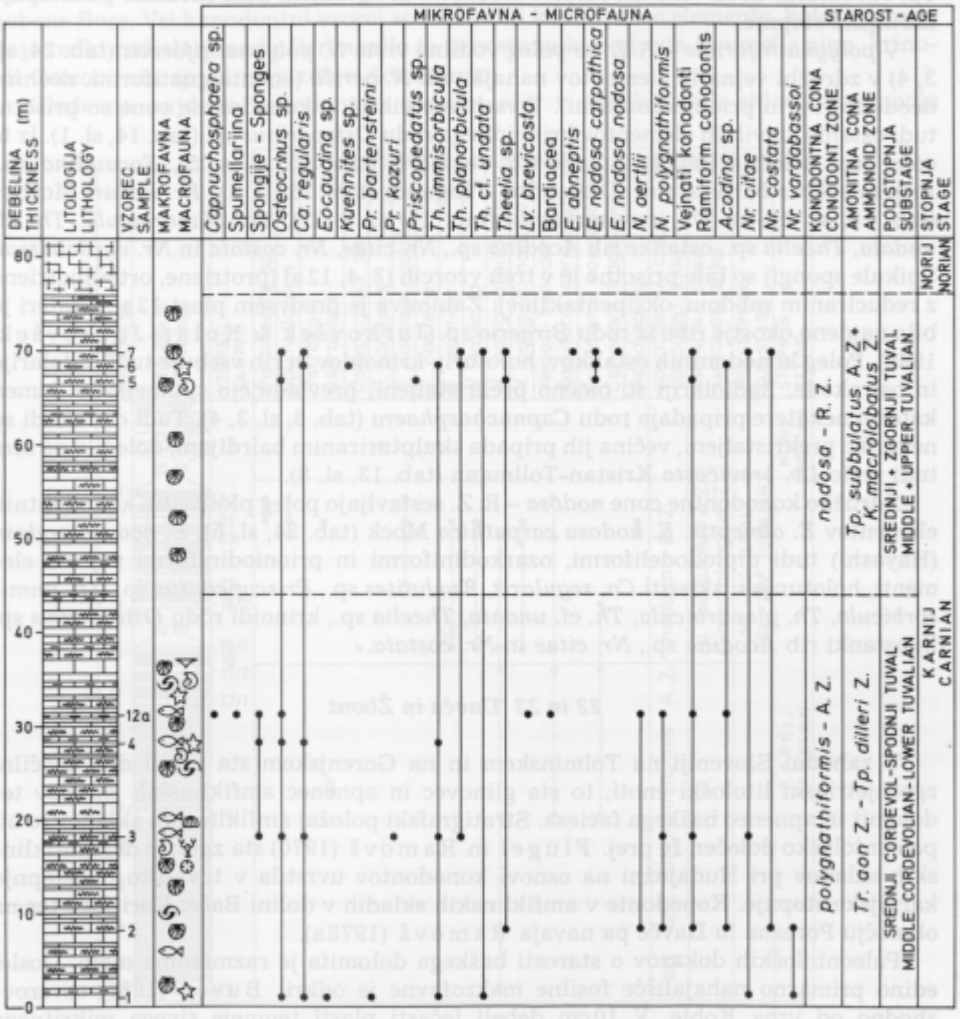

Sl. 17 – Fig. 17
*Aeger* sp. Original
Foto – Photo by C. Gantar



Sl. 18 – Fig. 18
*Halobia* cf. *falax* Mojsisovics. Original
Foto – Photo by C. Gantar



Sl. 19 – Fig. 19
*Halobia telleri* Kittl. Original
Foto – Photo by C. Gantar




Sl. 20. Stratigrafska lestvica karnijskih plasti na Kozji dnini
Fig. 20. Stratigraphical column of the Carnian beds at Kozja dnina

horizontu. Zelo problematična je bila zanj predvsem školjka *Ha.* cf. *fallax*, saj kljub razmeroma dobro ohranjenim fosilnim ostankom ni mogel natančno določiti vrste. Jurkovšek in Ramovš sta leta 1980 pri detajlnem pregledu profila našla in ovrednotila več kot sto fosilonosnih plasti (Ramovš, 1985b). V njih je prevladovala v glavnem halobijska makrofavna (sl. 18, 19), katero je določil Jurkovšek (ustno sporočilo).

Iz celotnega profila (sl. 20) sem analizirala mikrofavno številnih vzorcev. Ploščasti konodontni elementi, ki sem jih našla v težki frakciji vzorcev iz Kozje dnine, dokazujejo dve konodontni coni, in sicer: *polygnathiformis* – A. Z. (1–4, 12a), ki označuje srednji del cordevolske, julsko in spodnji del tuvalske podstopnje (amonitne cone od *Tr. aon* Z. do *Tr. dilleri* Z.) ter *nodosa* – R. Z. (5, 6, 7), ki obsega amonitni coni *Tp. subbulatus* in *K. macrolobatus* v srednjem in zgornjem delu tuvalske podstopnje karnijske stopnje.

V *polygnathiformis* – A. Z. se poleg vodilne vrste *N. polygnathiformis* (tab. 24, sl. 3, 4) v združbi vejnatih elementov nahaja tudi *N. oertlii* (enantiognatiformi, neohindeodeliformi in prioniodiniformi). V vseh vzorcih iz te konodontne cone so prisotni tudi ostanki številnih elementov krinoidnega rodu *Osteocrinus* sp. (tab. 14, sl. 1). Iz te cone sem določila tudi holoturije *Ca. regularis* (tab. 15, sl. 4, 5), *Eocaudina* sp., *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre – Rigaud) (tab. 15, sl. 1), *Pr. kozuri* Mostler (tab. 15, sl. 2a-b), *Th. immisorbicula* (tab. 15, sl. 9–11), *Th. planorbicula*, *Th.* cf. *undata*, *Theelia* sp., ostanke rib *Acodina* sp., *Nr. citae*, *Nr. costata* in *Nr. vardabassoi*. Spikule spongij so bile prisotne le v treh vzorcih (3, 4, 12a) (protriene, ortodihotriene z reduciranim rabdom, oksipentaktine). Zanimiva je predvsem plast 12a, v kateri je bilo najdeno okostje ribe iz rodu *Birgeria* sp. (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1986). Poleg konodontnih ostankov, holoturij, krinoidov in rib vsebuje tudi radolarije in ostrakode. Radiolariji so močno prekristaljeni, prevladujejo spumelarije, izmed katerih nekatere pripadajo rodu *Capnuchosphaera* (tab. 8, sl. 3, 4). Tudi ostrakodi so nekoliko prekristaljeni, večina jih pripada skulpturiranim bairdijam, določila pa sem tudi vrsto *Lv. brevicosta* Kristan-Tollmann (tab. 13, sl. 8).

Združbo konodontne cone *nodosa* – R. Z. sestavljajo poleg ploščastih konodontnih elementov *E. abneptis*, *E. nodosa carpathica* Mock (tab. 24, sl. 5), *E. nodosa nodosa* (Hayashi) tudi diplododeliformi, ozarkodiniformi in prioniodiniformi vejnati elementi, holoturijski skleriti *Ca. regularis*, *Kuehnites* sp., *Priscopedatus* sp., *Th. immisorbicula*, *Th. planorbicula*, *Th.* cf. *undata*, *Theelia* sp., krinoidi rodu *Osteocrinus* sp. in ostanki rib *Acodina* sp., *Nr. citae* in *Nr. costata*.

### *22 in 23 Davča in Žbont*

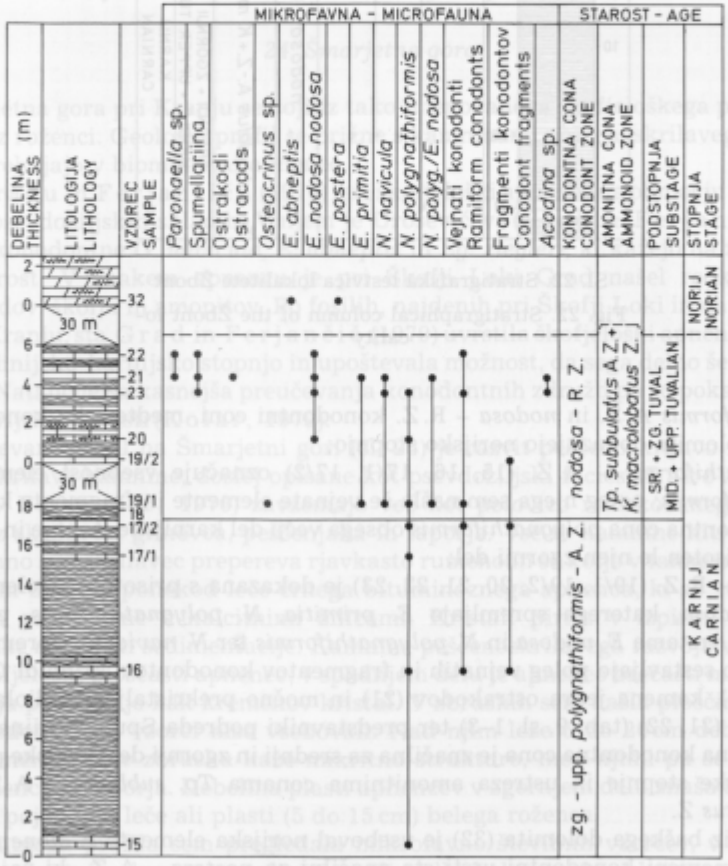
V zahodni Sloveniji na Tolminskem in na Gorenjskem sta znani dve značilni zgornjetriasni litološki enoti, to sta glinovec in apnenec amfiklinskih skladov ter dolomit in apnenec baškega faciesa. Stratigrafski položaj amfiklinskih skladov je bil paleontološko določen že prej. Flügel in Ramovš (1970) sta zgornji del amfiklinskih skladov pri Hudajužni na osnovi konodontov uvrstila v tuvalsko podstopnjo karnijske stopnje. Konodonte v amfiklinskih skladih v dolini Bače, Koritnice ter na območju Porezna in Davče pa navaja Ramovš (1978a).

Paleontoloških dokazov o starosti baškega dolomita je razmeroma malo. Doslej edino primarno nahajališče fosilne makrofavne je odkril Buser (1986) severovzhodno od vrha Koble. V 10cm debeli lečasti plasti temneje sivega mikritnega apnenca v srednjem delu baškega dolomita je našel lumakelo školjke *Halobia distincta* Mojsisovics, ki dokazuje norijsko stopnjo.

Zaradi natančnejše starostne uvrstitve obeh litoloških členov na širšem področju sem vzorčevala profil ob reki Davči in na Žbontu. Raziskave so pokazale, da konodonti iz profila Davča dokazujejo interval med zgornjim delom tuvalske do spodnjega dela lacijske podstopnje, medtem ko so konodonti iz Žbonta značilni za lacijsko in sevatsko podstopnjo (Kolar-Jurkovšek, 1982a).

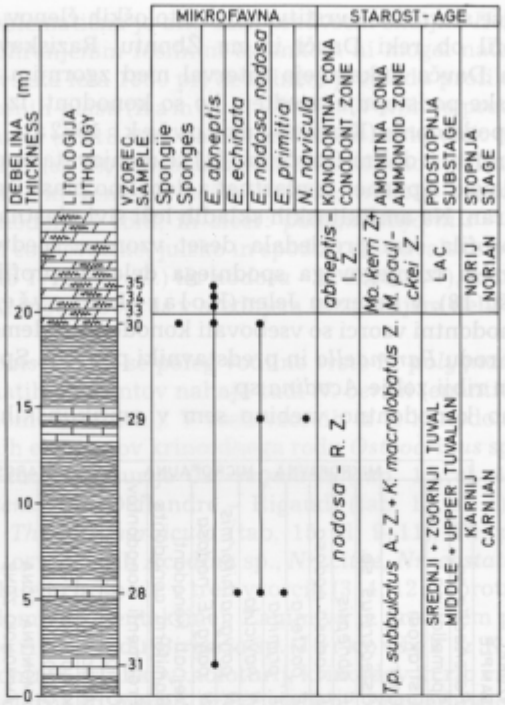
V vzorčevanem profilu v dolini Davče (sl. 21) se menjavata temno sivi, skoraj črni apnenec in črni skrilavec. Apnenec je plastnat z debelino plasti od 5–10 cm, ponekod je lapornat in silificiran. Na amfiklinskih skladih leži sivi plastnati baški dolomit. Iz apnenčevega dela profila sem pregledala deset vzorcev, medtem ko sem vzorec baškega dolomita vzela iz njegovega spodnjega dela. V profilu je bil vzet tudi palinološki vzorec (št. 18), v katerem Jelen (Kolar-Jurkovšek, 1982a) ni našel nobene flore. Vsi konodontni vzorci so vsebovali konodontne elemente, katere spremljajo redki radiolarji rodu *Paronaella* in predstavniki podreda Spumellariina, krinoidi *Osteocirnus* sp. in ribji zobje *Acodina* sp.

Glede na najdeno konodontno vsebino sem v amfiklinskih skladih ugotovila




Sl. 21. Stratigrafska lestvica lokalitete Davča

Fig. 21. Stratigraphical column of the Davča locality




Sl. 22. Stratigrafska lestvica lokalitete Žbont

Fig. 22. Stratigraphical column of the Žbont locality

*polygnathiformis* A. Z. in *nodosa* – R. Z. konodontni coni, medtem ko konodonti iz baškega dolomita dokazujejo norijsko stopnjo;

*polygnathiformis* – A. Z. (15, 16, 17/1, 17/2) označuje vsebnost elementa *N. polygnathiformis;* poleg njega sem našla še vejnate elemente in fragmente konodontov. Konodontna cona *polygnathiformis* obsega večji del karnijske stopnje in verjetno je tukaj prisoten le njen zgornji del;

*nodosa* – R. Z. (19/1, 19/2, 20, 21, 22, 23) je dokazana s prisotnostjo elementa *E. nodosa nodosa*, katerega spremljajo *E. primitia, N. polygnathiformis,* prehodne oblike med vrstama *E. nodosa* in *N. polygnathiformis* ter *N. navicula.* Spremljevalno mikrofavno sestavljajo poleg vejnatih in fragmentov konodontov, krinoidi *Osteocrinus* sp. (18), kamena jedra ostrakodov (21) in močno prekristaljeni radiolarji rodu *Paronaella* (21, 22) (tab. 9, sl. 1–3) ter predstavniki podreda Spumellariina (21, 22, 23). Določena konodontna cona je značilna za srednji in zgornji del tuvalske podstopnje karnijske stopnje in ustreza amonitnima conama *Tp. subbulatus* A. Z. in *K. macrolobatus* Z.

Vzorec iz baškega dolomita (32) je vseboval norijska elementa *E. abneptis* in *E. postera.* Omenjeni konodontni vrsti sta značilni za *postera* – A. Z., ki zajema obe amonitni coni (*Juvavites magnus* Z. in *Cyrtopleurites bicrenatus* Z.) alaunske podstopnje.

Na zahodnem pobočju Žbonta (sl. 22) je razgaljen profil, v katerem je viden prehod amfiklinskih skladov v baški dolomit. Prevladuje črni skrilavec, ki vsebuje zelo redke plasti apnenca. Skrilavec v zgornjem delu prehaja v dolomit. Iz karbonatnih kamenin sem pregledala štiri konodontne vzorce.

Najdena konodontna vsebina omogoča izdvojitev dveh konodontnih con, in sicer *nodosa* – *R. Z.* v zgornjem delu amfiklinskih skladov in v najnižjem razgaljenem delu baškega dolomita, medtem ko konodonti iz preostalega vzorčevanega dela baškega dolomita kažejo na *abneptis* – I. Z.:

*nodosa* – R. Z. (28, 29, 30, 31) dokazuje prisotnost vodilne vrste *E. nodosa nodosa* v združbi *E. abneptis* (tab. 27. sl. 3a-b), *E. echinata* (Hayashi) (tab. 27, sl. 1, 2a-b), *E. primitia* in *N. navicula*, sklerite spongij sem našla le v vzorcu 30. *Nodosa* – R. Z. ustreza amonitnima conama *Tr. subbulatus* A. Z. in *K. macrolobatus* Z. v srednjem in zgornjem delu tuvalske podstopnje, karnijska stopnja;

*abneptis* – I. Z. (33, 34, 35) je dokazana s samostojnim pojavljanjem vrste *E. abneptis*. Ta konodontna cona obsega celotni del lacijske podstopnje norijske stopnje (amonitni coni *Mojsisovicsites kerri* Z. in *Malayites paluckei* Z.).

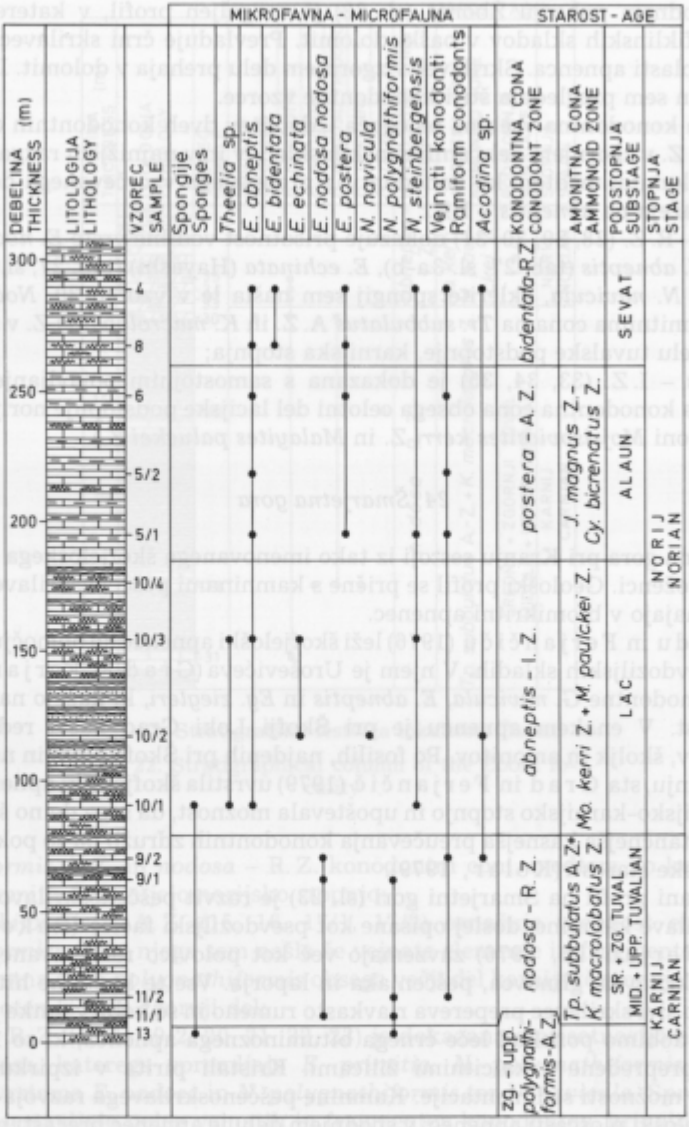
### *24 Šmarjetna gora*

Šmarjetna gora pri Kranju sestoji iz tako imenovanega škofjeloškega ploščastega apnenca z roženci. Geološki profil se prične s kamninami peščenoskrilavega razvoja, ki više prehajajo v biomikritni apnenec.

Po Gradu in Ferjančiču (1976) leži škofjeloški apnenec na območju Šmarjetne gore na psevdoziljskih skladih. V njem je Uroševićeva (Grad & Ferjančič, 1976) določila konodontne *G. navicula, E. abneptis* in *Eg. ziegleri*, ki kažejo na zgornjetriasno starost. V enakem apnencu je pri Škofji Loki Grad našel redke ostanke brahiopodov, školjk in amonitov. Po fosilih, najdenih pri Škofji Loki in na Šmarjetni gori pri Kranju, sta Grad in Ferjančič (1979) uvrstila škofjeloški apnenec z rožencem v ladinijsko-karnijsko stopnjo in upoštevala možnost, da sega delno še v norijsko stopnjo. Natančnejša kasnejša preučevanja konodontnih združb pa so pokazala, da je profil norijske starosti (Kolar, 1979).

Vzorčevani profil na Šmarjetni gori (sl. 23) je razvit peščenoskrilavo in apneno. Peščenoskrilave kamnine, doslej opisane kot psevdoziljski facies (Rakovec, 1950; Grad & Ferjančič, 1976) zavzemajo več kot polovico raziskovanega ozemlja. Sestoje iz skrilavca, glinovca, peščenjaka in laporja. Vse te kamnine hitro prepere-vajo. Temno sivi skrilavec prepereva rjavkasto rumeno in se kolje v tanke plošče. Med skrilavcem dobimo ponekod leče črnega bituminoznega apnenca, ki so 10 do 25 cm debele in prepredene s kalcitnimi žilicami. Kristali pirita v izpirku kažejo na redukcijske možnosti sedimentacije. Kamnine peščenoskrilavega razvoja više prehajajo v škofjeloški ploščasti apnenec; v spodnjem delu je apnenec brečasti mikrosparit, sem ter tja pa vsebuje kak kremenov kristal. V zbruskih sem našla ploščice iglokožcev, konodontov pa vzorci niso vsebovali. Nad njim leže 5 do 20 cm debele plošče sivega apnenca, ki v zbrusku kaže mikritno strukturo, med njimi pa se pojavljajo plasti roženca in laporja. Debelina plasti apnencev v zgornjem delu znaša 5 do 25 cm. V njih se pojavljajo leče ali plasti (5 do 15 cm) belega roženca.

Iz celotnega profila sem pregledala mikrofavno številnih vzorcev, v katerih se poleg konodontnih elementov nahajajo tudi redki holoturijski skleriti rodu *Theelia* (10/1, 10/3) in spikule spongij (10/1, 13) (protriene, ortodihotriene z reduciranim rabdom, oksipentaktine).




Sl. 23. Stratigrafska lestvica lokalitete Šmarjetna gora

Fig. 23. Stratigraphical column of the Šmarjetna gora locality

Od konodontnih elementov sem določila naslednje vrste:

*E. abneptis* (tab. 28, sl. 4), *E. bidentata* (tab. 28, sl. 1, 2), *E. echinata*, *E. nodosa* (tab. 28, sl. 5), *E. postera* (tab. 28, sl. 3), *N. navicula*, *N. steinbergensis* in *N. polygnathiformis*.

Od vejnatih elementov so bili prisotni enantiognatiformi, hindeodeliformi in prioniodiniformi elementi (11, 9/2, 5/1, 5/2, 5/3, 4).

V preiskanem profilu sem ugotovila konodontne združbe, ki pripadajo naslednjim konodontnim conam:

*polygnathiformis* – A. Z. (13) na osnovi samostojnega pojavljanja vrste *N. polygnathiformis*. Zelo verjetno je tu prisoten le najvrhnejši del te cone. Celotna *polygnathiformis* – A. Z. obsega večji del karnijske stopnje, in sicer od amonitne cone *Tr. aon* Z. pa vse do *Tp. dilleri* Z.;

*nodosa* – R. Z. (12, 11, 9/1, 9/2), v kateri značilnega konodonta *E. nodosa* (Hayashi) spremlja *N. polygnathiformis*. Ta konodontna cona ustreza amonitnima conama *Tp. subbulatus* – A. Z. in *K. macrolobatus* Z. tuvalske podstopnje karnijske stopnje;

*abneptis* – I. Z. (10/1, 10/2, 10/3, 10/4). Združbo te cone sestavljajo *E. abneptis, E. echinata, N. navicula* in *N. steinbergensis*. *Abneptis* – I. Z. konodontna cona obsega celotno lacijsko podstopnjo karnijske stopnje (amonitni coni *Mo. kerri* Z. in *M. paulckei* Z.);

*postera* – A. Z. (5/1, 5/2, 6) predstavljajo *E. abneptis, E. postera* in *N. steinbergensis*. Ta konodontna cona ustreza obema amonitnima conama alaunske podstopnje norijske stopnje, to je J. *magnus* Z. in *Cy. bicrenatus* Z.;

*bidentata* – R. Z. (8, 4) je dokazana v vrhnjem delu tega profila z naslednjimi vrstami: *E. abneptis, E. bidentata, E. postera* in *N. steinbergensis*. Ta konodontna cona obsega celotno sevatsko podstopnjo norijske stopnje. Zaradi prisotnosti elementa *E. postera* pa menim, da je tukaj razvit le najnižji del *bidentata* – R. Z., ki verjetno ustreza le amonitni coni *Himavatites columbianus* A. Z.

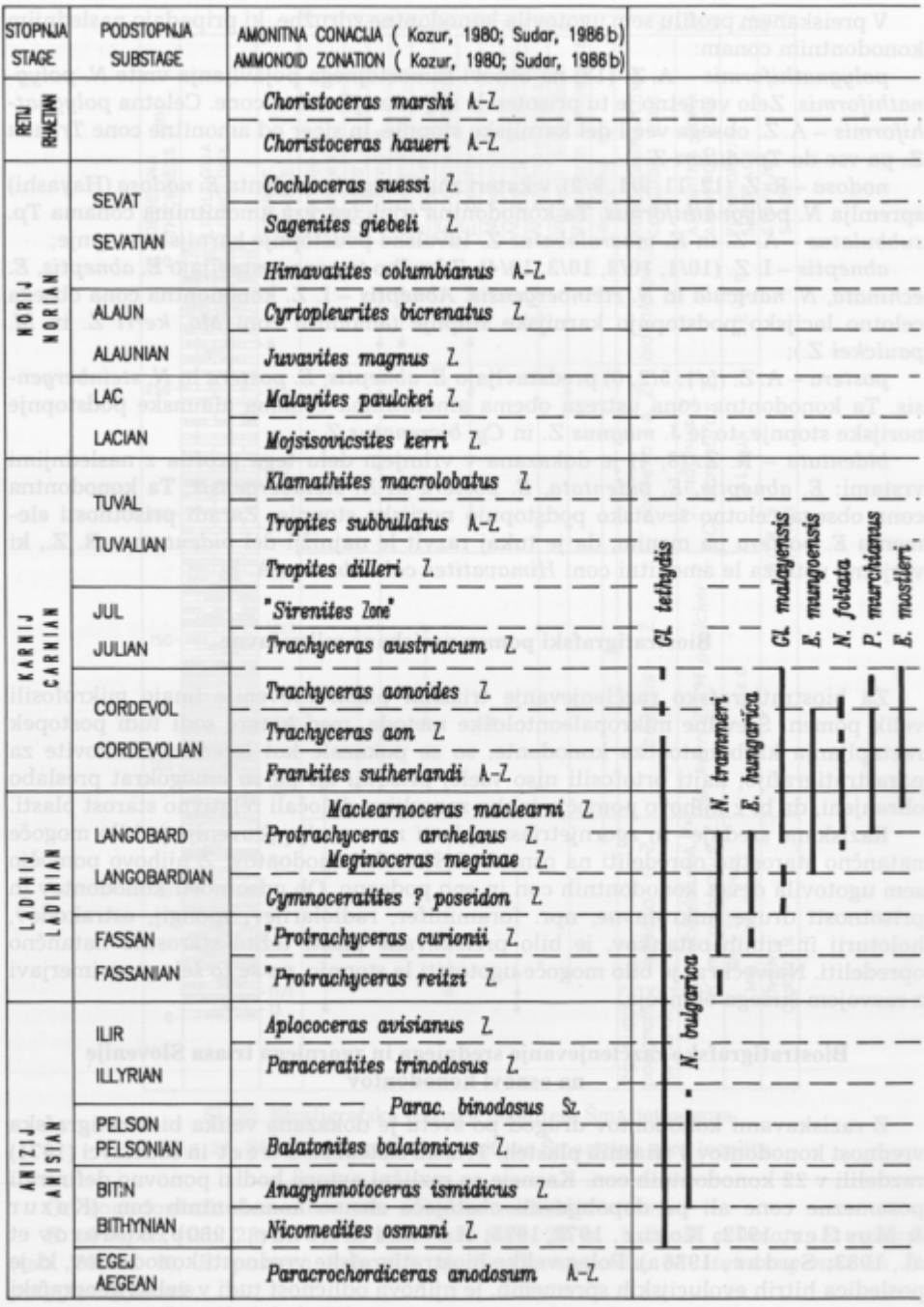
## Biostratigrafski pomen preiskane mikrofavne

Za biostratigrafsko razčlenjevanje triasnih plasti Slovenije imajo mikrofosili velik pomen. Številne mikropaleontološke metode, med katere sodi tudi postopek raztapljanja karbonatov za konodonte, so se pokazale kot izredno učinkovite za parastratigrafijo, kajti ortofosili niso vselej prisotni ali pa so mnogokrat preslabo ohranjeni, da bi z njihovo pomočjo lahko zanesljivo določali relativno starost plasti.

Raziskane srednje– in zgornjetriasne plasti na ozemlju Slovenije je bilo mogoče natančno starostno opredeliti na osnovi ploščastih konodontov. Z njihovo pomočjo sem ugotovila devet konodontnih con in eno podcono. Ob odsotnosti konodontov in prisotnosti druge mikrofavne, npr. foraminifer, radiolarijev, spongij, ostrakodov, holoturij in ribjih ostankov, je bilo preiskovane plasti težko starostno natančno opredeliti. Največkrat je bilo mogoče ugotoviti le stopnjo, pa še to šele po primerjavi z razvojem širšega območja.

## Biostratigrafsko razčlenjevanje srednjega in zgornjega triasa Slovenije na osnovi konodontov

Z raziskavami konodontov drugod po svetu je dokazana velika biostratigrafska vrednost konodontov v triasnih plasteh. Triasni sistem so Sweet in sodelavci (1971) razdelili v 22 konodontnih con. Kasneje so različni avtorji bodisi ponovno definirali posamezne cone ali pa dopolnjevali obstoječo shemo konodontnih con (Kozur & Mostler, 1972; Kozur, 1972, 1975; Kovacs & Kozur, 1980b; Budurov et al., 1983; Sudar, 1986a). Poleg velike biostratigrafske vrednosti konodontov, ki je posledica hitrih evolucijskih sprememb, je njihova odličnost tudi v veliki geografski razprostranjenosti. Zato je konodontne cone iz različnih lokalitet širom po svetu zlahka primerjati med seboj.




Sl. 24. Vertikalna razširjenost značilnih konodontov in ugotovljene konodontne cone v raziskanih srednje- in zgornjetriasnih plasteh Slovenije

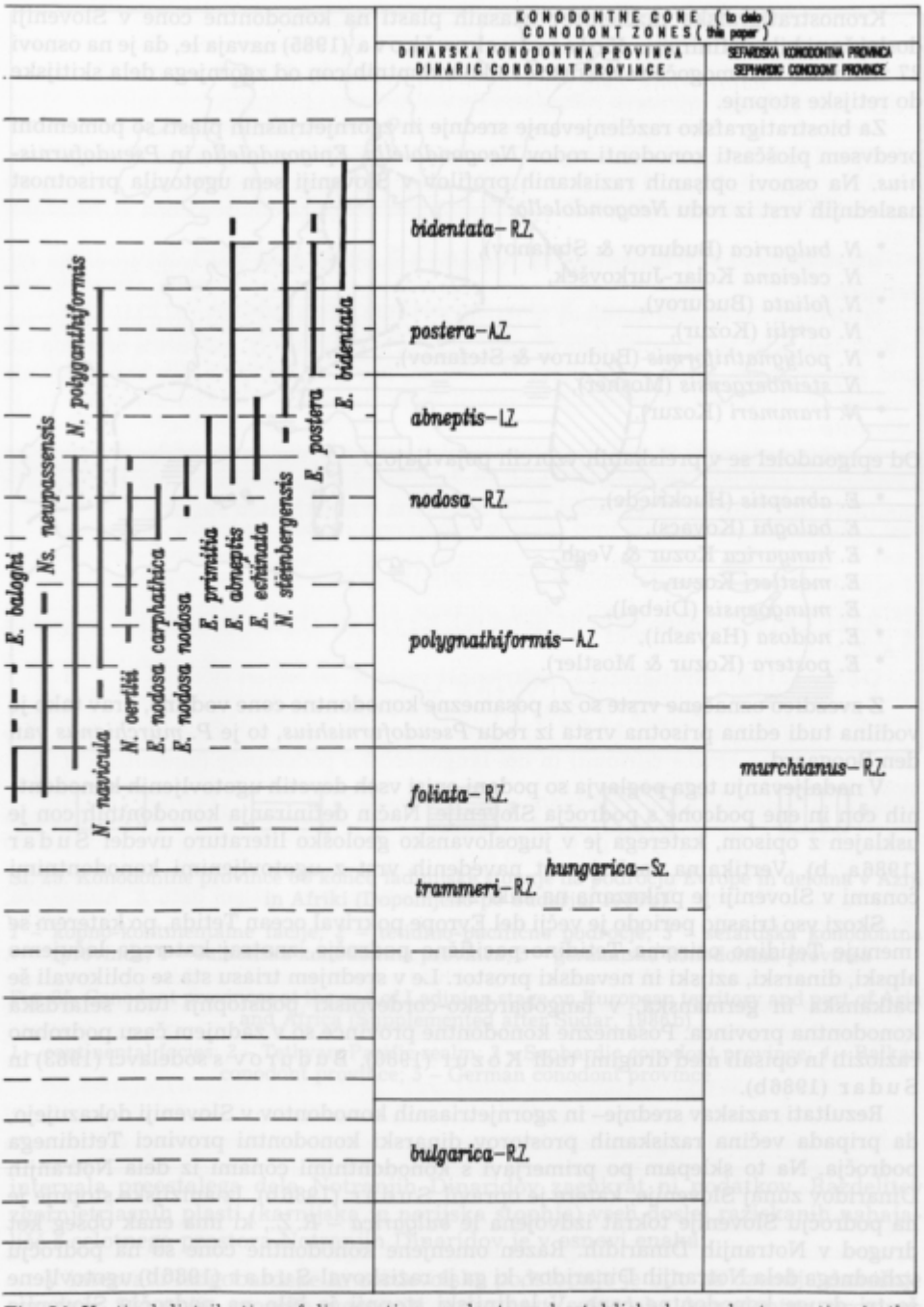



Fig. 24. Vertical distribution of diagnostic conodonts and established conodont zonation in the Middle and Upper Triassic of Slovenia

Kronostratigrafska razčlenitev triasnih plasti na konodontne cone v Sloveniji doslej še ni bila definirana. Kolar-Jurkovškova (1985) navaja le, da je na osnovi 27 značilnih vrst mogoče razlikovati 13 konodontnih con od zgornjega dela skitijske do retijske stopnje.

Za biostratigrafsko razčlenjevanje srednje in zgornjetriasnih plasti so pomembni predvsem ploščasti konodonti rodov *Neogondolella, Epigondolella* in *Pseudofurnishius*. Na osnovi opisanih raziskanih profilov v Sloveniji sem ugotovila prisotnost naslednjih vrst iz rodu *Neogondolella:*

* *N. bulgarica* (Budurov & Stefanov),
  *N. celeiana* Kolar-Jurkovšek,
* *N. foliata* (Budurov),
  *N. oertlii* (Kozur),
* *N. polygnathiformis* (Budurov & Stefanov),
  *N. steinbergensis* (Mosher),
* *N. trammeri* (Kozur).

Od epigondolel se v preiskanih vzorcih pojavljajo:

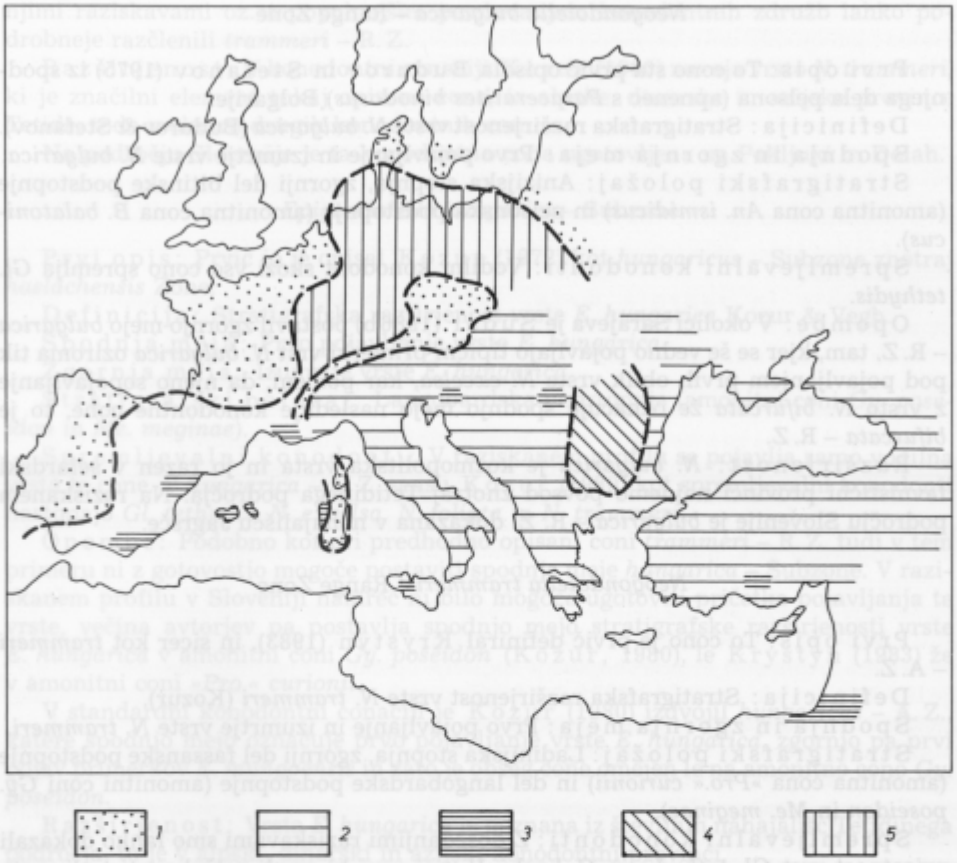
* *E. abneptis* (Huckriede),
  *E. baloghi* (Kovacs),
* *E. hungarica* Kozur & Vegh,
  *E. mostleri* Kozur,
  *E. mungoensis* (Diebel),
* *E. nodosa* (Hayashi),
* *E. postera* (Kozur & Mostler).

Z zvezdico označene vrste so za posamezne konodontne cone vodilne, prav tako je vodilna tudi edina prisotna vrsta iz rodu *Pseudofurnishius*, to je *P. murchianus* van den Boogaard.

V nadaljevanju tega poglavja so podani opisi vseh devetih ugotovljenih konodontnih con in ene podcone s področja Slovenije. Način definiranja konodontnih con je usklajen z opisom, katerega je v jugoslovansko geološko literaturo uvedel Sudar (1986a, b). Vertikalna razširjenost navedenih vrst z ugotovljenimi konodontnimi conami v Sloveniji je prikazana na sliki 24.

Skozi vso triasno periodo je večji del Evrope pokrival ocean Tetida, po katerem se imenuje Tetidino oziroma Tetidino-pacifično področje, znotraj katerega ločujemo alpski, dinarski, azijski in nevadski prostor. Le v srednjem triasu sta se oblikovali še balkanska in germanska, v langobardsko-cordevolski podstopnji tudi sefardska konodontna provinca. Posamezne konodontne province so v zadnjem času podrobno razložili in opisali med drugimi tudi Kozur (1980), Budurov s sodelavci (1983) in Sudar (1986b).

Rezultati raziskav srednje– in zgornjetriasnih konodontov v Sloveniji dokazujejo, da pripada večina raziskanih prostorov dinarski konodontni provinci Tetidinega področja. Na to sklepam po primerjavi s konodontnimi conami iz dela Notranjih Dinaridov zunaj Slovenije, katere je opravil Sudar (1986b). Iz anizijske stopnje je na področju Slovenije tokrat izdvojena le *bulgarica* – R. Z., ki ima enak obseg kot drugod v Notranjih Dinaridih. Razen omenjene konodontne cone so na področju vzhodnega dela Notranjih Dinaridov, ki ga je raziskoval Sudar (1986b) ugotovljene še tri druge konodontne cone. V ladinijski stopnji je bilo na področju Slovenije mogoče ugotoviti prisotnost ene cone in ene podcone, medtem ko iz tega časovnega




Sl. 25. Konodontne province ob koncu ladinijske stopnje na področju Evrope in deloma v Aziji in Afriki (Dopolnjeno po Sudarju, 1986b)

*1* – kopno-kontinentalne facije; *2* – tetidino-pacifično področje; *3* – sefardska konodontna provinca; *4* – balkanska konodontna provinca; *5* – germanska konodontna provinca

Fig. 25. Conodont provinces at the end of Ladinian stage on European territory and part of Asia and Africa (Supplemented after Sudar, 1986b)

*1* – continental facies; *2* – Tethyan-Pacific realm; *3* – Sephardic conodont province; *4* – Balkan conodont province; *5* – German conodont province

intervala preostalega dela Notranjih Dinaridov zaenkrat ni podatkov. Razdelitev zgornjetriasnih plasti (karnijska in norijska stopnja) vseh doslej raziskanih nahajališč s celotnega prostora Notranjih Dinaridov je v osnovi enaka.

V intervalu langobardske in cordevolske podstopnje je bilo na ozemlju današnje osrednje Slovenije mogoče ugotoviti prisotnost sefardske konodontne province (sl. 25), in sicer na osnovi značilnega elementa *P. murchianus*.

*Neogondolella bulgarica* – Range Zone

Prvi opis: To cono sta prvič opisala Budurov in Stefanov (1975) iz spodnjega dela pelsona (apnenec s *Paraceratites binodosus*) Bolgarije.

Definicija: Stratigrafska razširjenost vrste *N. bulgarica* (Budurov & Stefanov).

Spodnja in zgornja meja: Prvo pojavljanje in izumrtje vrste *N. bulgarica*.

Stratigrafski položaj: Anizijska stopnja, zgornji del bitinske podstopnje (amonitna cona *An. ismidicus*) in pelsonska podstopnja (amonitna cona *B. balatonicus*).

Spremljevalni konodonti: Vodilni konodont skozi vso cono spremlja *Gl. tethydis*.

Opombe: V okolici Sarajeva je Sudar (1986b) postavil zgornjo mejo *bulgarica* – R. Z. tam, kjer se še vedno pojavljajo tipični primerki vrst *N. bulgarica* oziroma tik pod pojavljanjem prvih oblik vrste *N. excelsa*, kar pomeni, da njeno sopojavljanje z vrsto *N. bifurcata* že označuje spodnjo mejo naslednje konodontne cone, to je *bifurcata* – R. Z.

Razširjenost: *N. bulgarica* je kozmopolitska vrsta in jo razen v sefardski favnistični provinci najdemo povsod znotraj Tetidinega področja. Na raziskanem področju Slovenije je *bulgarica* – R. Z. dokazana v nahajališču Jagršče.

*Neogondolella trammeri* – Range Zone

Prvi opis: To cono je prvič definiral Krystyn (1983), in sicer kot *trammeri* – A. Z.

Definicija: Stratigrafska razširjenost vrste *N. trammeri* (Kozur).

Spodnja in zgornja meja: Prvo pojavljanje in izumrtje vrste *N. trammeri*.

Stratigrafski položaj: Ladinijska stopnja, zgornji del fassanske podstopnje (amonitna cona *»Pro.« curionii*) in del langobardske podstopnje (amonitni coni *Gy. poseidon* in *Me. meginae*).

Spremljevalni konodonti: Z dosedanjimi raziskavami smo lahko dokazali prisotnost vrst *Gl. tethydis* in *C. kochi*. V vsej coni bi smeli pričakovati tudi vrsto *N. excelsa*, v spodnjem delu cone *E. truempyi* (Hirsch), *N. constricta*, *N. eotrammeri* (Krystyn) in *N. longa* Budurov & Stefanov, medtem ko v višjem delu *E. hungarica*, *E. mungoensis* in *N. foliata*.

Opombe: Spodnjo mejo te cone označuje pričetek pojavljanja vrste *N. trammeri*, ki pa ga v raziskanih profilih v Sloveniji ni bilo mogoče natančno ugotoviti. Zato sem upoštevala vse literaturne podatke o stratigrafski razširjenosti omenjene vrste in je navedena od amonitne cone *»Pro.« curionii* do cone *Me. meginae* (Kozur, 1980); edino izjemo predstavlja prvo pojavljanje v Grčiji (Krystyn, 1983), in sicer že v amonitni coni *»Pro.« reitzi*.

Cono, ki je imenovana po vrsti *N. trammeri* kot značilnem konodontu, je izdvojil le Krystyn (1983). Zgoraj definirani *trammeri* – R. Z. ustreza zgornji del *transita* – A. Z., *truempyi* – Z., *hungarica* – A. Z. in spodnji del *mungoensis* – A. Z. po Kozurju (1980); pričetek vsake cone predstavlja prvo pojavljanje ustrezne vodilne vrste, v vseh conah se kot spremljevalna vrsta pojavlja tudi *N. trammeri*. Z dosedanjimi raziskavami sedimentov zgornjefassanske do srednjelangobardske starosti smo v slovenskih profilih ugotovili prisotnost vrste *N. trammeri* v združbi le majhnega števila drugih konodontnih vrst, zato podrobnejša razčlenitev na tej stopnji poznavanja konodontnih združb te starosti ni bila mogoča. Pričakovati je, da bomo z nadalj-

njimi raziskavami oz. s popolnejšim poznavanjem konodontnih združb lahko podrobneje razčlenili *trammeri* – R. Z.

Razširjenost: V konodontni conaciji Kozur (1980) navaja vrsto *N. trammeri*, ki je značilni element tukaj opisane cone, iz alpske, dinarske in azijske province Tetide, toda v okviru drugih konodontnih con.

Na področju Slovenije je ta konodontna cona ugotovljena na Pokljuki in Dolah.

*Epigondolella hungarica* – Subzone

Prvi opis: Prvič jo je opisal Kozur (1972) kot *hungaricus* – Subzone znotraj *haslachensis* Zone.

Definicija: Stratigrafska razširjenost vrste *E. hungarica* Kozur & Vegh.

Spodnja meja: Prvo pojavljanje vrste *E. hungarica*.

Zgornja meja: Izumrtje vrste *E. hungarica*.

Stratigrafski položaj: Langobardska podstopnja (amonitni coni *Gy. poseidon* in *Me. meginae*).

Spremljevalni konodonti: V raziskanem profilu se pojavlja samo vodilna vrsta te cone. V *hungarica* – A. Z. sensu Kozur (1980) kot spremljevalni konodonti nastopajo *Gl. tethydis, N. excelsa, N. foliata* in *N. trammeri*.

Opombe: Podobno kot pri predhodno opisani coni *trammeri* – R. Z. tudi v tem primeru ni z gotovostjo mogoče postaviti spodnje meje *hungarica* – Subzone. V raziskanem profilu v Sloveniji namreč ni bilo mogoče ugotoviti pričetka pojavljanja te vrste, večina avtorjev pa postavlja spodnjo mejo stratigrafske razširjenosti vrste *E. hungarica* v amonitni coni *Gy. poseidon* (Kozur, 1980), le Krystyn (1983) že v amonitni coni »*Pro.*« *curionii*.

V standardni konodontni conaciji je Kozur (1980) izdvojil *hungaricus* – A. Z., katere spodnjo mejo označuje prvo pojavljanje vrste *E. hungarica*, zgornjo pa prvi pojav primerkov *E. mungoensis* in zato je obseg cone omejen le na amonitno cono *Gy. poseidon*.

Razširjenost: Vrsta *E. hungarica* je poznana iz številnih nahajališč Tetidinega področja, to je v alpski, dinarski in azijski konodontni provinci.

Z najnovejšimi raziskavami je ugotovljena prisotnost vrste *E. hungarica* v zahodni Sloveniji pri Želinu.

*Neogondolella foliata* – Range Zone

Prvi opis: Prvič jo je podal Budurov (v Budurov & Trifonova, 1974) kot *foliata* – Zone v zgornjem langobardu vzhodnega Balkana.

Definicija: Ta konodontna cona je označena s stratigrafsko razširjenostjo vrste *N. foliata* (Budurov).

Spodnja in zgornja meja: Prvi pojav oz. izumrtje vrste *N. foliata*.

Stratigrafski položaj: Zgornji del langobardske podstopnje (amonitna cona *Mac. malcearni*) in spodnji del cordevolske podstopnje (amonitna cona *F. sutherlandi*).

Spremljevalni konodonti: *C.* cf. *posterognathus, E. baloghi, E. mostleri, E. mungoensis, N. celeiana* Kolar-Jurkovšek, *Gl. malayensis, Gl. tethydis, N. polygnathiformis* (samo v zgornjem delu) in *N. newpassensis* Mosher.

Razširjenost: Vrsto *N. foliata* v okviru drugih konodontnih con (*hungaricus* – A. Z., *mungoensis* – A. Z. in *diebeli* – Z.) Kozur (1980) navaja iz alpske, dinarske in azijske konodontne province Tetidinega področja.

Prisotnost omenjene konodontne cone je v Sloveniji dokazana v lokalitetah Straža (samo njen spodnji del), Škrjanec, Sv. Magdalena I in II, Zabukovica in Svetina (samo njen zgornji del).

*Pseudofurnishius murchianus* – Range Zone

Prvi opis: Opis *murchianus* – A. Z. omejeno na najzgornejši del amonitne cone *Pro. archelaus* in spodnji del amonitne cone *T. aon* je prvič podal Kozur (1972).

Definicija: Vertikalna razširjenost vrste *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard.

Spodnja in zgornja meja: Pojav prvih primerkov in izumrtje vrste *P. murchianus*.

Stratigrafski položaj: Zgornji del langobardske podstopnje (amonitna cona *Mac. maclearni*) in cordevolska podstopnja (amonitni coni *F. sutherlandi* in *Tr. aon* ter morda tudi *Tr. aonoides*).

Spremljevalni konodonti: V raziskanih profilih Slovenije se pojavlja samo ta vrsta ploščastih konodontov. Tudi Kozur (1980) navaja podobno ugotovitev, da se ta element pojavlja največkrat samostojno z ustreznimi vejnatimi elementi, vendar pa ga v spodnjem delu cone včasih spremlja *E. mungoensis*, v zgornjem delu cone pa *E. mungoensis* in *E. diebeli*.

Opombe: Pri postavljanju spodnje meje *P. murchianus* – R. Z. se postavlja vprašanje točnega prvega pojava primerkov te vrste in morfološki kriterij pri ločevanju z vrsto *P. huddlei* kot je navedeno pri opisu vrste *P. murchianus*.

Favna z elementi *P. murchianus* je najbolje opisana iz jugovzhodne Španije, kjer je litostratigrafski razvoj triasa podoben germanskemu facialnemu razvoju in ga zato nekateri imenujejo germansko-andaluzijski facies.

Razširjenost: Sefardska konodontna provinca Tetidinega področja (Španija, Baleari, Sicilija, NW Jugoslavija, Romunija, Sinaj, Izrael, Turčija).

V raziskovanih profilih Slovenije sem ugotovila prisotnost te cone v Podrečju in Trnjavi.

*Neogondolella polygnathiformis* – Assemblage Zone

Prvi opis: Konodontno cono *polygnathiformis* – A. Z. je prvi opisal Mosher (1968a); Sweet in sodelavci (1971) so jo uvrstili v Zone 19 in ustreza zgornjekarnijski *Tropites* amonitni coni.

Definicija: Konodontno cono *N. polygnathiformis* – A. Z. označuje stratigrafska razširjenost vrste *N. polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) brez *N. foliata* v njenem spodnjem delu in brez *E. nodosa* v zgornjem delu.

Spodnja meja: Po Sudarju (1986b) je spodnja meja postavljena na osnovi množičnega pojavljanja primerkov vrste *N. polygnathiformis* in z izumrtjem vrste *N. foliata*.

Zgornja meja: Prvo pojavljanje primerkov *E. nodosa*.

Stratigrafski položaj: Cordevolska (amonitni coni *Tr. aon* in *Tr. aonoides*), julska (amonitni coni *Tr. austriacum* in »*Sirenites*« cona) in tuvalska podstopnja (amonitna cona *Tr. dilleri*) karnijske stopnje.

Spremljevalni konodonti: Vodilno konodontno vrsto v raziskanih slovenskih nahajališčih spremljajo *E. mungoensis, N. navicula* in *N. oertlii*.

Opombe: Dosedanje raziskave karnijskih sedimentov so pokazale, da je *N.*

*polygnathiformis* najpogostnejša vrsta konodontnih združb v Sloveniji. Podobno ugotovitev iz ostalega dela Notranjih Dinaridov navaja Sudar (1986b), kjer je obseg *polygnathiformis* – A. Z. enak kot v Sloveniji. Opisana cona ustreza večjemu delu *diebeli* – Zone, *tethydis* – A. Z. in *noah* – A. Z., katere je opisal Kozur (1980).

Razširjenost: Kozmopolitska.

Prisotnost *polygnathiformis* – A. Z. ali vsaj dela te cone je dokazana na Svetini, Šupci, Davči, Kozji dnini in Zabukovici; omenjeni coni morda pripada tudi del raziskanih plasti na Sv. Magdaleni.

*Epigondolella nodosa* – Range Zone

Prvi opis: Kozur in Mostler (1972) sta jo izdvojila kot *nodosa* – Subzone v zgornjem tuvalu znotraj *diebeli* – Zone, medtem ko jo je kot *nodosa* – A. Z. prvič opisal Kozur (1972).

Definicija: To cono označuje vertikalni razpon vrste *E. nodosa* (Hayashi).

Spodnja in zgornja meja: Prvo pojavljanje oz. izumrtje vrste *E. nodosa*.

Stratigrafski položaj: Srednji in zgornji del tuvalske podstopnje (amonitni coni *Tr. subbulatus* in *K. marcrolobatus*.).

Spremljevalni konodonti: E. *abneptis* (samo v najvišjem delu), *E. echinata*, *N. navicula*, *N. polygnathiformis* in *N. primitia*.

Opomba: Pri vodilni vrsti te cone lahko ločujemo dve podvrsti: *E. nodosa carpathica* Mock in *E. nodosa nodosa* (Hayashi) (Sudar, 1981b), medtem ko po mnenju Kozurja (1980) obe omenjeni obliki predstavljata dve različni vrsti. V skladu s svojim prepričanjem sta navedena avtorja izdvojila *carpathica* in *nodosa* cono (Kozur, 1980) oziroma podcono (Sudar, 1981a,b).

Tudi sama menim, da obe omenjeni obliki predstavljata isto vrsto, kakor navaja Sudar (1986b), in da podvrsta *E. nodosa carpathica* predstavlja evolucijsko mlajšo obliko vrste *E. nodosa*, zato se pojavlja že v amonitni coni *Tp. subbulatus*, najdemo pa jo še v spodnjem delu amonitne cone *K. macrolobatus*. Ker je že verjetno razpon vrste *E. nodosa* kratek, je tudi razdelitev same cone v dve podconi na osnovi podvrst težka razen pri zelo bogatih konodontnih združbah, kjer lahko upoštevamo odstotno sestavo posameznih ploščastih konodontov, kakor jih opisuje Kozur (1980); isto načelo ločevanja v podconi je upošteval že Sudar (1981b).

Razširjenost: Kozmopolitska.

V Sloveniji je omenjena cona dokazana na Kozji dnini, Šmarjetni gori, Davči, Žbontu in Zabukovici.

*Epigondolella abneptis* – Interval Zone

Prvi opis: *Epigondolella abneptis* – A. Z. iz spodnjega dela norijske stopnje je opisal Mosher (1968a), Sweet in sodelavci (1971) so jo uvrstili v Zone 20 (amonitni coni *Mojsisovicsites kerri* in *Malayites dawsoni*).

Definicija: Konodontna intervalna cona *abneptis* je označena z intervalom stratigrafske razširjenosti vrste *E. abneptis* (Huckriede) brez vrste *E. nodosa* v spodnjem delu in *E. postera* v zgornjem delu.

Spodnja meja: Prvi primerki vrste *E. abneptis* v odsotnosti *E. nodosa*.

Zgornja meja: Pojavljanje prvih primerkov vrste *E. postera*.

Stratigrafski položaj: Spodnji del norijske stopnje, lacijska podstopnja (amonitni coni *Mo. kerri* in *M. paulckei*).

Spremljevalni konodonti: *E. echinata, N. navicula* in *N. steinbergensis.*

Opombe: Omenjena cona po Kozurju (1980) ustreza *navicula* – Subzone, katero je avtor izdvojil na osnovi skoraj hkratnega prvega pojavljanja vrst *E. abneptis* in *N. navicula.* Vrsta *N. navicula* ima po mnenju nekaterih drugih avtorjev drugačen stratigrafski razpon, kot ga navaja Kozur (1980) in zato soglašam z mnenjem Sudarja (1986b), da na takšni osnovi ni mogoče izdvojiti podcone. Problem o stratigrafski razširjenosti vrste *N. navicula* je opisan v delih Kolar-Jurkovšek et al. (1983) in Sudar (1981b). Pri raziskavah v Sloveniji sem k tej vrsti uvrstila primerke od julske do alaunske podstopnje (Kolar-Jurkovšek et. al., 1983).

Razširjenost: Kozmopolitska.

Prisotnost te konodontne cone je dokazana na Šmarjetni gori in Žbontu.

*Epigondolella postera* – Assemblage Zone

Prvi opis: To cono sta prva imenovala Kozur in Mostler (1972) kot *postera* – Zone v alaunski podstopnji norijske stopnje, kasneje pa jo je Kozur (1980) opisal kot *postera* – Subzone znotraj *spatulata* – A.Z.

Definicija: Obseg te cone je definiran s pojavljanjem vrste *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler) brez prisotnosti vrste *E. bidentata* v zgornjem delu.

Spodnja meja: Prvi primerki vrste *E. postera.*

Zgornja meja: Prvo pojavljanje vrste *E. bidentata.*

Stratigrafski položaj: Srednji del norijske stopnje, alaunska podstopnja (amonitni coni *J. magnus* in *Cy. bicrenatus*).

Spremljevalni konodonti: *E. abneptis* in *N. steinbergensis.*

Opombe: Kozur (1980) navaja *posterus* – Subzone v avstro-alpski in dinarski provinci, medtem ko v azijski, nevadski provinci le-tej ustreza *multidentatus* – Subzone, in sicer zato, ker se vrsta *M. multidentatus* (Mosher) v avstro-alpski provinci prvič pojavi šele v sevatski podstopnji, medtem ko se prvi njeni predstavniki v azijski in nevadski provinci pojavijo že v amonitni coni *Juvavites magnus.*

V delu Notranjih Dinaridov, ki ga je raziskoval Sudar (1986b), ima vrsta *E. postera* krajši stratigrafski razpon, zato je je avtor tam opisal *postera* – R.Z.

Razširjenost: Alpska in dinarska konodontna provinca Tetidinega področja.

S tokratnimi raziskavami je bilo mogoče ugotoviti prisotnost te cone na Šmarjetni gori.

*Epigondolella bidentata* – Range Zone

Prvi opis: V zgornjem noriju je Mosher (1968a) izdvojil *Epigondolella bidentata* – A.Z., na osnovi katere so Sweet in sodelavci (1971) opisali *E. bidentata*-Zone (Zone 22), ki ustreza amonitni coni *Rhabdoceras suessi.*

Definicija: To konodontno cono označuje stratigrafska razširjenost vrste *Epigondollella bidentata* Mosher.

Spodnja in zgornja meja: Prvo pojavljanje in izumrtje primerkov vrste *E. bidentata.*

Stratigrafski položaj: Zgornji del norijske stopnje, sevatska podstopnja (amonitne cone *Hi. columbianus, Sagenites giebeli* in vsaj del *Cochloceras suessi*).

Spremljevalni konodonti: *E. abneptis* in *E. postera* jo spremljata v spodnjemu delu cone (amonitna cona *Hi. columbianus* in morda še v delu amonitne cone

*Sa. giebeli*), medtem ko se vrsta *N. steinbergensis* v Sloveniji pojavlja v celotni sevatski podstopnji.

Opombe: Opisana *Epigondolella bidentata* – R. Z. po standardni konodontni zonaciji Kozurja (1980) ustreza kar trem conam: *M. bidentatus* – Z., *Parvigondolella andrusovi* – Z. in *Misikella hernsteini* – A. Z. Obseg te konodontne cone v raziskanih slovenskih nahajališčih ni mogoče ugotoviti, zato je njena zgornja meja usklajena z ugotovitvami Sudarja (1986 b).

Razširjenost: Konodonti te cone so poznani iz večjega dela Tetidinega področja, in sicer v alpski, dinarski, azijski in nevadski provinci.

V raziskanih profilih Slovenije sem ugotovila le spodnji del *bidentata* – R. Z., in sicer na Šmarjetni gori.

## Biostratigrafsko razčlenjevanje srednjega in zgornjega triasa na osnovi druge mikrofavne

### *Foraminifere*

Foraminifere sestavljajo obsežno skupino in iz triasnih plasti Slovenije so sorazmerno dobro poznane. Večina dosedanjih stratigrafskih podatkov se nanaša na foraminifere iz zbruskov; na osnovi le-teh in alg je bilo v Sloveniji doslej mogoče ugotoviti največkrat stopnjo, redkeje podstopnjo (Ramovš, 1972). Z uporabljeno metodo raztapljanja karbonatov smo dobili izolirane foraminifere. Te nedvomno ponujajo niz podatkov, pomembnih za taksonomijo. S študijem izoliranih foraminifer se v primerjavi z onimi v zbruskih ukvarja neprimerno manjše število specialistov, zato je tudi manj razpoložljive literature. Mikrofavno z večjo prisotnostjo izoliranih foraminifer sem našla le v profilih v Jagrščah in Oblakovem vrhu. V obeh profilih so bili prisotni tudi stratigrafsko pomembnejši konodonti.

Glede na to, da je bilo s tokratnimi analizami dobljeno sorazmerno majhno število izoliranih foraminifer, so v tem delu le omenjene. Izolirane foraminifere bodo predmet podrobnejšega študija ene izmed prihodnjih raziskav.

### *Radiolariji*

Radiolariji iz triasne periode so postali predmet intenzivnejših raziskovanj marsikje po svetu šele v zadnjih letih. S povečanim številom nahajališč z radiolarijsko favno narašča tudi število radiolarijskih vrst. Tudi stratigrafska razširjenost posameznih vrst še ni povsem znana. Lahm (1984) je podrobno preučil »buchensteinske« radiolarije iz Italije in radiolarije iz »reiflinškega« apnenca Avstrije; od 162 že prej znanih radiolarijskih vrst je kar pri 21 ugotovil širšo stratigrafsko razširjenost. Njegove raziskave so pokazale, da gre pri obeh nahajališčih za dve različni združbi. Ob tem velja poudariti, da so doslej najbolje preučene prav fassanske in cordevolske radiolarijske združbe, medtem ko so združbe iz preostalih stopenj srednjega in zgornjega triasa manj znane. Prav gotovo bo z obsežnejšimi raziskavami radiolarijskih združb širom po svetu mogoče ugotoviti njihovo stratigrafsko vrednost tudi v triasni periodi.

V raziskanih profilih Slovenije se radiolariji nahajajo skupaj s stratigrafsko pomembnejšimi konodonti, na osnovi katerih je bila ugotovljena starost vzorcev. Nedvomno imajo radiolariji večji pomen v tistih kamninah, kjer drugi fosili niso prisotni ali pa se niso mogli ohraniti (silificirane kamnine, tufi, roženci).

*Spongije*

Dokaj pogostni spremljevalci združb preiskanih vzorcev so kremenaste spikule spongij (deblo Porifera, razreda Demospongiae in Hexactinellida). Spongije so najprimitivneje organizirani večcelični organizmi. Kot živalska skupina so se spužve navkljub nizki razvojni stopnji uspešno ohranile vse od zgornjega kambrija dalje. Njihova nizka stopnja evolucije se odraža v naravi in obnašanju celic; večje število celic je totipotentnih, kar pomeni, da ohranijo večjo stopnjo mobilnosti in se njihova funkcija v življenju lahko spreminja.

Skelet spongij, ki sestoji iz organskega (kolagen) in anorganskega ($SiO_2$, $CaCO_3$), izločajo specializirane celice. Klasifikacija spongij sloni na kemijski sestavi in geometrijski konfiguraciji skeletnih elementov. Kremenaste spikule so zgrajene iz amorfnega silicijevega dioksida z vodo in je po zgradbi podoben opalu. Demospongije imajo razmerje 5 $SiO_2$ : 1 $H_2O$, medtem ko je pri heksaktinelidah približno 4 $SiO_2$ : 1 $H_2O$. Specifična teža spikul znaša 2,3 in je podobna kot pri opalu. Velika morfološka razgibanost spikul daje osnovo za klasifikacijo fosilnih in recentnih spongij. Spikule so lahko zrasle v sestavljeni skelet ali pa so vložene v fibrilarni skelet.

Spikule demospongij razlikujemo predvsem po velikosti. Velike megasklere (velikost ok. 1 mm) največkrat skupaj s kolagenskimi vlakni oblikujejo podporno mrežo spužve. Megasklere dalje delimo na osnovi števila osi (pripona-akson) ali glede na število rabdov (pripona – aktin), npr.: monaktine in diaktine monaksone ter tetraksone (kaltropi in triene). Pri podredu Megamorina (red Lithistida, podrazred Tetractinomorpha) so znane tudi nepravilne megasklere (= desme), ki so večinoma koreninasto razvejane. Manjše mikrosklere (velikost ca. 0,1 mm) so razmetane v mezohilu ali endopinakodermu izlivnega kanala (Hartman v Hartman et al., 1980). Mikrosklere demospongij so različno oblikovane, pogosto imajo obliko črk C, S, U in I ali obliko sidra, astre in sfere.

Tudi pri heksaktinelidah prav tako kot pri demospongijah ločujemo mega- in mikrosklere. Večina spikul izvira iz triaksonega ali heksaktinega tipa, pri katerih se tri osi sekajo pod pravim kotom. Z redukcijo rabdov se oblikujejo penta-, tetra-, tri-, di- in monaktine spikule. Mikrosklere imajo lahko obliko pomanjšanih megaskler ali pa so heksastri ali birotulati; za slednji dve obliki so značilni cvetlicam ali dežnikom podobni izrastki.

Možnost fosilizacije spongij je zelo različna. Spongije z izoliranimi spikulami se razen v redkih izjemah fosilizirajo le kot posamezni skeletni elementi. Fosilizacijski potencial je pri spongijah s sestavljenim skeletom velik (Lithistida, Hyalospongia), največji pa pri apnenih spužvah (npr. Sphinctozoa, Sclerospongiae, Stromatoporoidae) (Wendt v Hartman et al., 1980).

Wiedenmayer (v Hartman et al., 1980) med težavami pri preučevanju fosilnih kremenastih spužev izpostavlja naslednje:

– nepopolnost podatkov, ki pri individuih z mehkim skeletom izvira iz majhne možnosti zabeležbe (fosilizacije);

– zaradi diagenetskih procesov poznamo le nekaj tipov spikul, saj so se preostale bodisi raztopile v morski vodi ali pa so prekristaljene;

– po smrti organizma so bile spikule razpršene v redukcijsko okolje;

– diagnostična vrednost izoliranih tipov spikul je izredno variabilna, nekatere so istočasno uvrščene v različne rede in celo razrede;

– sistemi za živeče in fosilne spužve so bili izdelani ločeno na osnovi različnih kriterijev.

Od fosilnih spužev so najbolj preučene tiste skupine, ki skupaj s koralami predstavljajo najuspešnejše tvorce grebenov (razen Calcarea). Vloga spongij v takšnih okoljih je poznana na primerkih iz devonskih, permskih, triasnih in jurskih grebenov. Kalcispongije iz slovenskega ozemlja so doslej opisane s Tolminskega in Julijskih Alp (Senowbari-Daryan, 1980; Ramovš & Turnšek, 1984; Turnšek et al., 1982; Turnšek & Ramovš, 1987, Turnšek & Buser, 1989).

Podatkov o spužvah iz razreda Demospongia je neprimerno manj in se večinoma nanašajo na posamezne spikule. Tudi življenjsko okolje kremenastih spužev je drugačno od kalcispongij. Danes živeče demospongije naseljujejo biotope v globinah od bibavičnega pasu pa vse do globine 7000 m, tri družine pa so celo sladkovodne. Izolirane kremenaste spikule iz triasnega sistema so poznane iz številnih lokalitet osrednje Evrope (Kozur & Mostler, 1973; Mostler, 1972a, 1976, 1986; Gazdzicki et. al., 1978; Donofrio, 1984).

Najbolj celovito sliko o kremenastih spikulah iz alpskega prostora je opisal Mostler (1976). Podal je razdelitev kremenastih spikul, ki sloni na njihovi geometriji. S pomočjo 132 različnih tipov spikul (večinoma megasklere, le deloma mikrosklere) je bil prvič podan pogled v kremenaste spongije alpskega triasa. Dokazal je tudi stratigrafsko vrednost številnih spikul. Razen le nekaterih značilnih spikul se stratigrafska vrednost pojavlja v združbah spikul. Iz aplskega triasa je izdvojil štiri različne tipe združb spikul. Razlike med posameznimi združbami so po njegovem mnenju tako prepričevalne, da zlahka razlikujemo pelsonske, fassanske, cordevolske in zgornjenorijske združbe spikul. Razpravo Mostler (1976) končuje s poglavjem o sistematski uvrstitvi kremenastih spikul.

Pri študiju triasnih izoliranih spikul najbolje služi kot vodilo omenjeno delo Mostlerja (1976). Pri biostratigrafski uvrstitvi posameznih spikul oziroma njihovih združb je potrebno dopustiti možnost večjega stratigrafskega razpona, kot ga navaja Mostler (1976), saj je avtor takrat razpolagal le z omejenim številom podatkov. Glede sistematske uvrstitve posameznih spikul, ki pri fosilnih spužvah sloni na geometriji spikul, pa je vsekakor potrebno upoštevati že prej omenjeno težavo pri preučevanju te skupine, ki jo je omenil Hartman (v Hartman et al., 1980). Po njegovem mnenju je diagnostična vrednost izoliranih tipov spikul izredno variabilna in nekatere so istočasno uvrščene v različne rede ali celo razrede.

V preiskanih vzorcih sem našla štirinajst tipov megaskler in en tip dezme. Na sliki 26 so shematsko prikazani najdeni tipi z navedeno stratigrafsko razširjenostjo po Mostlerju (1976) ter razširjenostjo v Sloveniji. Glede na to, da nekateri vzorci iz Slovenije pripadajo tudi konodontnim conam, ki obsegajo več kot eno podstopnjo, sem pri sestavljanju slike takšne stratigrafske podatke poenostavila tako, da sem vzorce s spikulami iz navedenih lokalitet uvrstila takole:

| | |
|---|---|
| Pokljuka<br>Gorenja Trenta | fassanska podstopnja |
| Sv. Magdalena<br>Svetina | cordevolska podstopnja |
| Kozja dnina<br>Šmarjetna gora<br>Šupca | tuvalska podstopnja |




Sl. 26. Tipi kremenastih spongijskih spikul

Fig. 26. Types of siliceous sponge spicules

Iz prikazane slike 26 je razvidno, da je na osnovi spikul težko narediti zanesljive stratigrafske sklepe. Pri petih tipih spikul je stratigrafska razširjenost slovenskih primerkov zunaj razširjenosti po Mostlerju (1976). Od vseh najdenih združb spikul v raziskanih nahajališčih Slovenije odstopajo le fassanske, in sicer ne le po izredni morfološki razgibanosti, marveč se v njej pojavljajo tudi trije tipi spikul, katerih

stratigrafska razširjenost je tudi v drugih lokalitetah alpskega prostora zaenkrat omenjena le na to podstopnjo. Dobljeni podatki iz Slovenije kažejo na to, da triasne kremenaste spongije še niso dovolj preučene, da bi bilo samo z njihovo pomočjo možno ugotavljanje natančne geološke starosti.

*Ostrakodi*

Triasni ostrakodi s slovenskega ozemlja so malo znani in so doslej opisani le v razpravi Kolar-Jurkovšek in Placer (1987). Literaturni podatki od drugod kažejo na to, da število objav o morskih triasnih ostrakodih v zadnjih dveh desetletjih nenehno narašča, dasiravno je l. 1966 to problematiko vključevalo le 25 člankov. Iz alpskega triasa so najbolje poznani ostrakodi iz karnijske ter norijsko-retijske stopnje (Bolz, 1970; Kollmann, 1963; Kozur, 1971a–c, 1973; Kristan-Tollmann, 1969, 1971, 1973, 1978, 1983; Sohn, 1964, 1984, 1987; Urlichs, 1971, 1972). Triasne epikontinentalne sedimente Poljske je Stykova (1982) razdelila v deset con. Vsekakor velja omeniti, da je omenjena raziskava zajela podatke iz 5000 vzorcev.

V raziskanih profilih Slovenije je bilo tokrat najdeno devet ostrakodnih vrst. Ostrakodi sestavljajo raznovrstne mikrofosilne združbe in razen v enem primeru je bila njihova starost ugotovljena na osnovi konodontov. Stratigrafska razširjenost ostrakodov iz Slovenije se ujema z že znano razširjenostjo drugod po svetu. Le za vrsto *Hb. labrifera* je bilo ugotovljeno, da se pojavlja že v karnijski stopnji, saj je bila doslej poznana le iz norijsko-retijskih plasti. Tokratne najdbe ostrakodov podajajo ohrabrujočo osnovo za bodoče raziskave, s katerimi bo mogoče ugotoviti ostrakodne cone tudi na ozemlju Slovenije.

*Ehinodermati*

Triasni predstavniki debla Echinodermata, ki združuje pet poddebel Crinozoa, Asterozoa, Echinozoa ter dvoje že izumrlih Blastozoa in Homalozoa so skorajda nepreučena živalska skupina v Sloveniji. Za preučevanje fosilnih ehinodermov je najpomembnejši skelet, sestavljen iz velikega števila elementov.

Razred Crinoidea je poznan že od ordovicija dalje in ga večinoma sestavljajo pelmatozoične oblike. Šele v srednjem triasu so nekateri krinoidi izgubili pecelj in postali prosto plavajoči. Največji problem pri preučevanju krinoidov je ta, da njihovi skeleti po smrti razpadejo na številne elemente. Sistematsko najvažnejši skeletni element predstavlja čaša. Med triasnimi planktonskimi krinoidi sta najbolj poznana rodova *Osteocrinus* in *Ossicrinus* (red Roveacrinida) (Kristan-Tollmann v Kristan-Tollmann & Krystyn, 1975; Oraveczné Scheffer, 1979).

V vzorcih iz srednje- in zgornjetriasnih sedimentov Slovenije večkrat najdemo različne ostanke planktonskih krinoidov, med katerimi imajo brahialne plošče rodu *Osteocrinus* značilno obliko (tab. 12, sl. 1–3).

V mikrofosilnih združbah se skupaj z drugimi predstavniki ehinodermov redko nahajajo tudi skeletni elementi, katere bi z gotovostjo pripisali ofiurijam. Podobna skeletna ofiurijska elementa, kot je slovenski, prikazan na tabli 23, sl. 4, sta iz zgornjetriasnih plasti v Avstriji opisana kot »Kronenstachel« (Mostler, 1978; tab. 3, sl. 24, 25).

Sorazmerno pogostni spremljevalci srednje- in zgornjetriasnih združb so holoturijski skleriti. Tipične holoturije imajo podolgovato, cilindrično obliko. Njihovi

skeletni elementi iz kalcita obsegajo perifaringealni obroč (po pet radialnih in pet ali več interradialnih plošč), analne plošče, madreporno ploščo (madreporit) in sklerite. Večino skeletnega sistema ustvarjajo skleriti, ki se odlikujejo po različni obliki in velikosti. Holoturije imajo lahko po eno vrsto skleritov ali nobene, dasiravno imajo pogosto po več tipov skleritov (Frizzel & Exline, 1955). Najpreprostejši skleriti imajo obliko malega zrna, palčke, kavlja ali perforirane plošče (ovalne, okrogle, kvadratne itd.), ki predstavljajo že naprednejšo strukturo. Iz triasnih plasti so poznani predvsem skeleriti z naprednejšo strukturo, največkrat kolesom podobne oblike iz rodu *Theelia*. Holoturijske sklerite so podrobneje preučevali Mostler (1968, 1972), Kozur in Mostler (1970), Kozur in Mock (1974), večinoma pa so opisani skupaj z drugimi fosili triasnih združb. Stratigrafsko vrednost holoturijskih skleritov alpskega triasa je podal Mostler (1972) in ugotovil 11 holoturijskih združb. Za ugotovitev holoturijske cone je potrebno poznati sestavo celotne holoturijske združbe, to je najmanj štiri, največkrat pa celo deset vrst skleritov.

S tokratnimi raziskavami sem ugotovila sedem holoturijskih vrst v številnih nahajališčih. Stratigrafski razpon večine najdenih vrst se giblje v okviru dosedanjega ranga; odstopa le vrsta *Priscopedatus kozuri*, ki je v Sloveniji najdena v coni *polygnathiformis* – A. Z., medtem ko je bila dosedaj najdena le v norijskih plasteh Avstrije.

*Ribji ostanki*

V preiskovanem materialu sem našla tudi ribje ostanke. Nekaterim od njih sem ugotovila le rodovno pripadnost *Acodina*, medtem ko je pri rodu *Nurrella* zlahka razlikovati vrste.

O prvo omenjenem rodu razpolagamo z izredno majhnim številom podatkov. Doslej je poznana ena sama vrsta *Acodina triassica* Pomesano Cherchi. Ta rod je Pomesano Cherchi l. 1967 uvrstila v red Conodonthophorida, medtem ko so ugotovitve iste avtorice kasneje l. 1969 pokazale, da gre za dermalne plakoidne zobe, torej za ostanke rib. Navedeno vrsto Pomesano Cherchi navaja iz srednjega in zgornjega dela italijanskega muschelkalka. Ta vrsta iz lokalitet zunaj Italije ni bila opisana; konusom podobni ribji ostanki iz triasnih plasti Tetide so običajno določeni le s pripadnostjo omenjenemu rodu.

Ker ima rod *Nurrella* iste fizikalne in kemijske lastnosti kot konodonti in njihov lomni količnik ustreza frankolitu, je bil sprva uvrščen med konodonte (Pomesano Cherchi, 1967). Kasnejše raziskave so pokazale, da gre za plakoidne luske iz družine Hybodontidae (Elasmobranchii) (Pomesano Cherchi, 1969; Reif & Goto, 1979).

Zelo zanimive podatke o luskavosti in ekologiji recentnih morskih psov je v razpravi podal Reif (1985). Avtor navaja, da je skvamacija morskih psov kompleksen organski sistem, ki ga sestavljajo posamezni organi; to so plakoidne luske. Le-te se oblikujejo v eni sami morfogenetski stopnji in ne rastejo, temveč se po nekem času nadomestijo z novimi. Morfologija plakoidnih lusk se menja v različnih delih integumenta (kože) morskega psa in od ene do druge razvojne stopnje. Glede na lego v telesni regiji imajo plakoidne luske različno funkcijo, ki zavisi tudi od vrste živali. Za paleontologijo je pomemben tudi podatek, da so luske vseh »modernih« morskih psov od triasa dalje zgrajene po enakem osnovnem načrtu, medtem ko imajo plakoidne luske izumrlih morskih psov drugačen gradbeni plan. Avtorjeve ugotovitve govore, da imajo plakoidne luske majhen taksonomski pomen, saj je živalsko vrsto

lažje identificirati z drugimi znaki. Po njegovem mnenju je dvomljivo, da bi na osnovi izoliranih fosilnih plakoidnih lusk lahko določili bodisi rodovno, bodisi vrstno pripadnost živali. Vsekakor pa po njegovem mnenju komparativna morfologija plakoidnih lusk lahko služi kot osnova za natančen morfološki opis, za fosilno »oblikovno vrsto«.

Reif in Goto (1979) sta raziskovala plakoidne luske nekaterih fosilnih in recentnih evselahijev. Ugotovila sta, da so nekatere plakoidne luske iz permijskih plasti Japonske pripadale morskim psom, ki so živeli v plitvem morju, medtem ko so nekateri drugi živeli blizu morskega dna in niso bili niti počasni niti hitri plavalci.

Čeprav so predstavniki rodu *Nurrella* dokaj pogostni spremljevalci triasnih združb Tetide, posamezne vrste v geološki literaturi niso velikokrat opisane.

## Paleontološki opis

V tem delu je opisano petinšestdeset vrst mikrofosilov, ki si sledijo po sistematičnem redu. Najprej je opisano 27 radiolarijskih vrst (iz tega materiala je bil že predhodno opisan en nov rod in sedem novih vrst), nakar sledijo opisi 9 vrst ostrakodov (predhodno opisana ena nova vrsta), 7 vrst holoturij, 20 vrst in 4 podvrste konodontov (predhodno opisana ena nova vrsta) in 4 vrste ribjih lusk. Ta del zajema natančne opise le tistih fosilov, katerih doslej še nisem podala v svojih prejšnjih delih (Kolar, 1979; Kolar-Jurkovšek, 1982a, 1983, 1989; Kolar-Jurkovšek et al., 1983; Jurkovšek et al., 1984; Goričan & Kolar-Jurkovšek, 1984; Kolar-Jurkovšek & Placer, 1987; Kolar-Jurkovšek, 1989a, b).

Sistematika radiolarijev je povzeta po Lahmu (1984), ostrakodov po Sohnu (1968), Kristan-Tollmannovi (1970), Kozurju (1970) ter Kozur in Niklasu (1970), holoturij po Frizzllu in Exline (1955), konodontov po Clarku (v Clark et al., 1981) ter ribjih ostankov po Pomesano Cherchi (1969) ter Reifu in Gotu (1979).

Ves najdeni fosilni inventar je shranjen pod navedenimi inventarnimi številkami na Geološkem zavodu v Ljubljani. Upodobljene mikrofosile so na elektronskih mikroskopih posneli – O. Urbanc-Berčič (tab. 28, sl. 1–5), K. Drašlar (tab. 18, sl. 1 a-d; tab. 30, sl. 6, 7) in J. Rode (tab. 5, sl. 1; tab. 6, sl. 2–4, 7, 8; tab. 7, sl. 1–5, 7, 8, 10, 11; tab. 10, sl. 2; tab. 11, sl. 1; tab. 14, sl. 11, 14; tab. 12, sl. 1–8; tab. 13, sl. 3) (vsi trije VTOZD za biologijo, Univerze Edvarda Kardelja, Ljubljana), V. Bukošek (tab. 27, sl. 1–3) (VTOZD za tekstilno tehnologijo, Univerze Edvarda Kardelja, Ljubljana), vse preostale posnetke je EM napravila M. Jakupović (Metalurški inštitut Ljubljana), medtem ko je primerke na tabli 2 prek optičnega mikroskopa posnel C. Gantar (VTOZD za geologijo Univerze Edvarda Kardelja, Ljubljana).

Phyllum **Protozoa**
Subclassis **Radiolaria** Müller 1858
Ordo **Polycystida** Ehrenberg 1838 emed. Riedel 1967
Subordo **Spumellariina** Ehrenberg 1875

Familia Ethomosphaeridae Haeckel 1862 emend. Kozur & Mostler 1979
Genus *Cenosphaera* Ehrenberg 1854
*Cenosphaera clathrata* Parona 1890
Tab. 3, sl. 1 a-b, 3 a-b

1890 *Cenosphaera clathrata* n.f. – Parona 19, Tav. 1, fig. 5.
1979 *Cenosphaera clathrata* Parona – Kozur & Mostler, 69 Taf. 4, Fig. 1
1984 *Cenosphaera clathrata* Parona – Goričan & Kolar-Jurkovšek, 153, Pl. 6, Fig. 5.
1984 *Cenosphaera clathrata* Parona – Lahm, 15, Taf. 1, Fig. 1, 2.

Material: večje število primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846) ter Gorenje Trente BE 8832 b (1893).

Primerjava: Opisana vrsta je zelo variabilna, kar se izraža večinoma v porah, ki so zaokrožene ali šesterokotne. Po mnenju Lahma (1984) je velikost por in primerkov odvisna od razvojne stopnje individua.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana iz triasnih in jurskih plasti evropskega dela Tetide; v Sloveniji se pojavlja v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke in ladinijskih plasteh Gorenje Trente.

Familia Triposphaeridae Vinassa de Regny 1898 emend. Kozur & Mostler 1981
Genus *Entactinosphaera* Foreman 1963
*Entactinosphaera ? simoni* Kozur & Mostler 1979
Tab. 3. sl. 4

1979 *Entactinosphaera ? simoni* n.sp. – Kozur & Mostler, 71, Taf. 4, Fig. 5, Taf. 7, Fig. 2, Taf. 8, Fig. 1
1984 *Entactinosphaera simoni* Kozur & Mostler – Goričan & Kolar-Jurkovšek, 153, Pl. 6, Fig. 2.
1984 *Entactinosphaera ? simoni* Kozur & Mostler – Lahm, 17, Taf. 1, Fig. 10

Material: pet primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844).

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le iz cordevolskih plasti Avstrije, na Pokljuki je dokazana v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja).

Genus *Helioentactinia* Nazarov 1975
*Helioentactinia oertlii* (Kozur & Mostler 1979)
Tab. 3, sl. 2

1979 *Parentactinosphaera oertlii* n.gen.n.sp. – Kozur & Mostler, 73–74, Taf. 2, Fig. 2.
1981 *Helioentactinia oertlii* (Kozur & Mostler) – Kozur & Mostler, 17, Taf. 2, Fig. 2, 4, 6; Taf. 4, Fig. 1, 2, 7.
1984 *Helioentactinia oertlii* (Kozur & Mostler) – Lahm, 19, Taf. 2, Fig. 2, 3.

Material: nekaj deset primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (2846).

Opis: Zunanja lupina ima različno velike pore. Na njej je nesimetrično razporejenih devet glavnih bodic, ki imajo tri močne robove. Stranske bodice so iglasto oblikovane.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana iz buchensteinskih plasti (zgornji ilir do spodnji fassan) Južnih Alp in cordevolskih plasti pri Göstlingu; v Sloveniji se nahaja v ladinijski *trammeri* – R. Z.

Genus *Astrocentrus* Kozur & Mostler 1979
*Astrocentrus ? latispinosus* (Kozur & Mostler 1979)
Tab. 4, sl. 4 a-b

1979 *Sponghechinus ? latispinosus* n.sp. – Kozur & Mostler, 52, Taf. 5, Fig. 4, Taf. 5, Fig. 4.
1981 *Triassospongosphaera ? latispinosa* (Kozur & Mostler) – Kozur & Mostler, 67, Taf. 3, Fig. 6.
1984 *Astrocentrus ? latispinosus* (Kozur & Mostler) – Lahm, 21, Taf. 2, Fig. 7.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569, (1844), BE 8307 (1846) ter Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Lupina je okrogle oblike in na njej so številne drobne pore. Na površini izhaja 14–18 glavnih bodic. Te so močne, trirobe, s sistemom treh grebenov in vmesnih žlebov; bodice se tik pred koncem na hitro stanjšajo in iglasto končajo. Pri večini najdenih primerkov iglasti nastavki bodic niso ohranjeni.

Primerjava: Zaradi nepoznane notranje zgradbe te vrste ni mogoče zagotovo uvrstiti v rod. To je razvidno iz sinonimike in je bila ta vrsta doslej uvrščena kar v tri različne rodove.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana iz cordevolskih plasti pri Göstlingu, Avstrija, v Sloveniji se pojavlja v ladinijskih plasteh Gorenje Trente in v *trammeri* – R. Z (ladinijska stopnja) Pokljuke.

Familia *Palaeoscenidiidae* Riedel 1967 emend. Holdworth 1977
Genus *Pentactinocapsa* Dumitrica 1978
*Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica 1978
Tab. 3, sl. 5

1978 *Pentactinocapsa quadripes* n.sp. – Dumitrica, 45–46, Pl. 1, Figs. 2–4.

Material: po en primerek s Pokljuke BE 8569 (1844) in Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Najdena primerka imata le delno ohranjeni lupini z gladko površino. Nepravilno razporejene pore so eliptično, kroglasto ali oglato oblikovane. Na upodobljenem primerku so ohranjene štiri bodice.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le iz ladinijskih plasti Italije in Romunije, na področju Slovenije je najdena v ladinijskih plasteh Gorenje Trente in v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke.

Familia Hindeosphaeridae Kozur & Mostler 1981
Genus *Pseudostylosphaera* Kozur & Mostler 1981
*Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst 1892)
Tab. 5, sl. 4a–b, 5a–b

1979 *Archaeospongoprunum compactum* Nakaseko & Nishimura n.sp. – Nakaseko & Nishimura, 68, Pl. 1, Figs. 3,7.
1981 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) – Kozur & Mostler, 30–32, Taf. 15, Fig. 3. Taf. 46, Fig. 5.
1984 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) - Lahm, 33, Taf. 4, Fig. 7, 8.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846).

Opis: Zunanja kroglasta ali elipsoidalna lupina ima grobo mrežasto steno. Polarni bodici sta približno eninpolkrat daljši od največjega premera lupine, masivni in na obeh je dobro viden sistem treh žlebov in grebenov.

Razširjenost: Ta vrsta je pogostna v plasteh od ? ilirske do norijske stopnje po vsem svetu, v Sloveniji se nahaja na Pokljuki v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja).

*Pseudostylosphaera gracilis* Kozur & Mock 1981
Tab. 5, sl. 1

1981 *Pseudostylosphaera gracilis* Kozur & Mock n.gen.n.sp. – Kozur & Mostler, 32, Taf. 66, Fig. 1.

Material: trije primerki z Gorenje Trente BE 8832b (1893) in en primerek s Pokljuke BE 8570 (1846).

Opis: Zunanja lupina je elipsoidna, iz nje izhajata dve polarni bodici. Dolžina polarne bodice je več kot eninpolkrat daljša od premera zunanje lupine. Distalni del trirobne bodice je širši od proksimalnega in spiralno zavit.

Primerjava: Primerki z Gorenje Trente imajo enako razmerje dolžin daljše osi zunaje lupine in bodic in se od holotipa razlikujejo po nekoliko manjši velikosti.

Vrsta *Ps. gracilis* se od vrste *Ps. hellenica* razlikuje po elipsoidalni obliki lupine in večji dolžini bodic.

Razširjenost: Primerke te vrste so doslej našli le v cordevolskih plasteh Zahodnih Karpatov, v Sloveniji se pojavlja v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke in v ladinijskih plasteh Gorenje Trente.

*Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura 1979)
Tab. 5, sl. 2

1979 *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko & Nishimura n.sp. – Nakaseko & Nishimura 67, Pl. 1, figs, 2, 4, 9.
1984 *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura) – Lahm, 34, Taf. 4, Fig. 9, 10.

Material: nekaj primerkov z Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Površina kroglaste lupine ima spužvast videz. Iz lupine izhajata dve kratki, a močni polarni bodici, ki imata triradialni presek.

Primerjava: Vrste *Ps. japonica, Ps. coccostyla* (Rüst) in *Ps. longispinosa* Kozur & Mostler se med seboj razlikujejo le po dolžini polarnih bodic. Razmerje daljše osi zunanje lupine in dolžine polarne bodice je pri vrsti *Ps. japonica* manjše od 1, pri vrsti *Ps. coccostyla* se giblje med 1 in 2, pri vrsti *Ps. longispinosa* pa znaša približno 2 (Nakaseko & Nishimura, 1979, 67–68; Kozur & Mostler, 1979, 31–32).

Primerek *Ps. japonica* iz Recoara (Lahm, 1984, Tab. 4, Fig. 9) odstopa od opisa vrste, saj sta njegovi bodici daljši od premera zunanje lupine in sta v osrednjem delu močno razširjeni.

Razširjenost: Primerki te vrste so pogostni v ? zgornjeilirskih do norijskih plasteh Italije in Japonske, na ozemlju Slovenije se nahajajo v ladinijskih plasteh Gorenje Trente.

*Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler 1981
Tab. 5, sl. 6a–b

1981 *Pseudostylosphaera longispinosa* n.sp. – Kozur & Mostler, 32, Taf. 1, Fig. 6.
1984 *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Moster – Goričan & Kolar-Jurkovšek, 153, Pl 6, fig. 4.

1984 *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler – Lahm, 34–35, Taf. 4, Fig. 11, 12.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846).

Primerjava: Opisana vrsta se od primerkov vrste *Ps. longobardica* Kozur & Mostler razlikuje po elipsoidalni ali subelipsoidalni zunanji lupini.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej opisana le s tipične lokalitete, to je iz buchensteinskih plasti Recoara v Italiji in s *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke.

*Pseudostylosphaera slovenica* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 6, sl. 2–4

1989a *Pseudostylosphaera slovenica* n.sp. – Kolar-Jurkovšek, 158, Fig. 2, nos. 1–3

Material: šestnajst primerkov z Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Primerjava: *Ps. hellenica* (De Wever) se od opisane vrste razlikuje po enako dolgih polarnih bodicah, ki abruptno končajo. *Ps. slovenica* Kolar-Jurkovšek je podobna *Ps. tenue* (Nakaseko & Nishimura) v različno dolgih polarnih bodicah, ki so pri slednji ravne.

Razširjenost: Omenjena vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, to je iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

*Pseudostylosphaera ? sudari* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 6, sl. 9a-b

1989a *Pseudostylosphaera ? sudari* n.sp. – Kolar-Jurkovšek, 158, 160, Fig. 2, nos. 5a, b.

Material: deset primerkov s Pokljuke BE 8570 (1846).

Primerjava: Vrsta *Ps.? sudari* se od vseh doslej poznanih triasnih predstavnikov rodu *Pseudostylosphaera* razlikuje po številnejših grebenih in žlebovih na polarnih bodicah. Vrste *Ps. gracilis* Kozur & Mock, *Ps. goestlingensis* (Kozur & Mostler) in *Ps. hellenica* (De Wever) se od vrste *Ps.? sudari* Kolar-Jurkovšek razlikujejo po daljših bodicah. Ta vrsta se prav tako razlikuje od obeh *Ps. gracilis* in *Ps. hellenica* po razširjenem zavitem delu bodic. *Ps. sudari* se od *Ps. goestlingensis* razlikuje po spiralni zavitosti bodic.

Uvrstitev opisane vrste v rod *Pseudostylosphaera* je negotova zaradi nepoznane notranje zgradbe in zato, ker se obe osi polarnih bodic sekata pod ostrim kotom.

Razširjenost: Opisana vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, in sicer iz ladinijske *trammeri* – R. Z. na Pokljuki.

Familia Sepsagonidae Kozur & Mostler 1981
Genus *Sepsagon* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
*Sepsagon? robustus* Lahm 1984
Tab. 6, sl. 7

1984 *Sepsagon? robustus* n. sp. – Lahm, 40–41, Taf. 6, Fig. 10.

Material: šest primerkov z Gorenje Trente BE 8832 b (1893).

Opis: Lupina je sferična in iz nje izhajajo trije močni trni. En trn je daljši od preostalih dveh, vsi pa ležijo v isti ravnini. Preseki trnov so trikotni.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le iz buchensteinskih plasti pri Recoaru (Severna Italija) in iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

*Sepsagon? aequispinosus* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 6, sl. 8

1989a *Sepsagon aequispinosus* n. sp. – Kolar-Jurkovšek, 160, Fig. 2, no. 4.

Material: dvanajst primerkov z Gorenje Trente BE 8832 b (1893).

Primerjava: Vrsta *Sc. ? robustus* Lahm se od te vrste razlikuje po različni dolžini trnov, in sicer ima en trn daljši od preostalih dveh. Zaradi nepoznane notranje zgradbe uvrstitev v rod in družino ni gotova.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

Genus *Parasepsagon* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
*Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
Tab. 6, sl. 5, 6

1980 *Parasepsagon tetracanthus* n. gen. n. sp. – Dumitrica, Kozur & Mostler, 13, pl. 1, Fig. 8; Pl. 2, Fig. 7; Pl. 1, Fig. 8, Taf. 2, Fig. 7.
1981 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 36, Taf. 36, Fig. 2; Taf. 51, Fig. 3.
1984 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 41, Taf. 6, Fig. 11.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846) ter Gorenje Trente BE 8832 b (1893).

Opis: Lupina je kroglasta, iz nje izhajajo štiri različno dolge in trirobe bodice. Bodici, ki stojita v glavni osi, sta daljši od preostalih dveh in potekata skoraj pravokotno na glavno os. Za krajši bodici je značilno, da ne izhajata iz njunih podaljškov, marveč se njuni osi sekata pod ostrim kotom.

Razširjenost: Dumitrica in sodelavca (1980) navajajo, da je bila ta vrsta razširjena v srednjem triasu evropskega dela Tetide; v Sloveniji je doslej najdena v ladinijskih plasteh Pokljuke *(trammeri* – R. Z.) in Gorenje Trente.

Familia Oertlispongidae Kozur & Mostler 1980 emend. Kozur & Mostler 1981
Genus *Acaenispongus* Kozur & Mostler 1981
*Acaeniospongus* cf. *multinodosus* Kozur & Mostler 1981
Tab. 7, sl. 6

cf. 1981 *Acaeniospongus multinodosus* n. gen. n. sp. – Kozur & Mostler, 44, Taf. 1, Fig. 5.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (184), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846).

Opis: Lupina je kroglaste oblike in ima spužvasto strukturo sten. Na površini so vidne številne vozlaste vzpetine, na redkih vzpetinah so ohranjene tanke bodice. Polarna bodica ima okrogel presek, nasproti ji stoji veliko tanjša polarna bodica, ki pri najdenih primerkih ni ohranjena.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, to je iz buchensteinskih plasti Vicentinskih Alp (Italija) in iz ladinijskih plasti ( *trammeri* – R. Z.) Pokljuke.

Genus *Oertlispongus* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
*Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
Tab. 7, sl. 8

1980 *Oertlispongus inaequispinosus* n. gen. n. sp. – Dumitrica, Kozur & Mostler, 5, pl. 10, fig. 7.
1982 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica, 64–65, Pl. 1, Fig. 2, 4, 6, 7, 9.

Material: pet primerkov z Gorenje Trente BE 8832 b (1893).
Opis: Večplastna spužvasta lupina je kroglasto oblikovana in je le izjemoma ohranjena glavna polarna bodica, ki je zelo dolga in močno zakrivljena.
Razširjenost: V Italiji je ta vrsta opisana le iz buchensteinskih plasti (zgornji anizij-spodnji ladinij), medtem ko je v Romuniji poznana iz plasti od zgornjeilirske do spodnjefassanske in langobardske starosti, v Sloveniji pa smo jo našli v ladinijskih plasteh Gorenje Trente.

Genus *Pterospongus* Dumitrica 1982
*Pterospongus bogdani* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 7, sl. 10

1989a *Pterospongus bogdani* n. sp. – Kolar-Jurkovšek, 160–161, Fig. 3, no. 3.

Material: osem primerkov z Gorenje Trente BE 8832 b (1893).
Primerjava: Vrsta *Pt. bogdani* Kolar-Jurkovšek predstavlja prehodno obliko med vrstama *Falcispongus rostratus* Dumitrica in *Pt. incissus* Dumitrica. *F. rostratus* se od *Pt. bogdani* razlikuje po nesimetričnem glavnem zobu z enim zaokroženim oglom. *Pt. incissus* se od *Pt. bogdani* razlikuje po globoki zarezi v simetrični kroni in krajšem trupu. V materialu, ki je opisan kot *F. rostratus* v Dumitrica (1982), kaže del upodobljenih primerkov tendenco k subsimetrični bodici in vsaj nekatere primerke bi lahko uvrstili k *Pt. bogdani*. Na žalost je večina navzdol usmerjenih konic krone odlomljenih. Največjo podobnost z novo vrsto kažejo primerki, upodobljeni na tab. 4, fig. 5 in tab. 5, fig. 4 v Dumitrica (1982).

Genus *Bogdanella* Kolar-Jurkovšek 1989
*Bogdanella trentana* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 7, sl. 7

1989a *Bogdanella trentana* n. g. n. sp. – Kolar-Jurkovšek, 162, Fig. 3, no. 1.

Material: osem primerkov z Gorenje Trente BE 8832 b (1893).
Primerjava: Rod *Bogdanella* vključuje poleg opisane vrste še *B. annulata*(Kozur & Mostler) in *B. longirecurvata* (Kozur & Mostler). Obe navedeni vrsti se od *B. trentana* razlikujeta po zaviti glavni bodici, ki ima pri *B. annulata* obročasto obliko in je združena z lupino, medtem ko je pri *B. longirecurvata* močno ukrivljena nazaj v smeri proti lupini, vendar z njo ni povezana.
Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete v Sloveniji, to je iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

Familia Relindellidae Kozur & Mostler 1980
Genus *Pentaspongodiscus* Kozur & Mostler 1979 emend. Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
*Pentaspongodiscus julicus* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 8. sl. 1a-c

1989a *Pentaspongodiscus julicus* n.sp. – Kolar-Jurkovšek, 162, 164, Fig. 3, nos. 4a-c.

Material: osemnajst primerkov s Pokljuke BE 8570 (1846).
Primerjava: Ta vrsta se od *Pn. symmetricus* Dumitrica, Kozur & Mostler razlikuje po zavitih bodicah. Opisana vrsta se prav tako razlikuje od *Pn. mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler in *Pr. steigeri* Lahm po močnih in kratkih bodicah.
Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete v zahodni Sloveniji, to je iz ladinijskih plasti (*trammeri* – R. Z.) Pokljuke.

Familia Actinommidae Haeckel 1862 emend. Kozur & Mostler 1979
Genus *Heliosoma* Haeckel 1981 emend. Kozur & Mostler 1979
*Heliosoma* ? *mocki* (Kozur & Mostler 1979)
Tab. 4, sl. 3

1979 *Acanthosphaera* ? *mocki* n.sp. – Kozur & Mostler, 49–50, Taf. 7, Fig. 1.
1984 *Acanthosphaera mocki* Kozur & Mostler – Goričan & Kolar-Jurkovšek, 152, Pl. 6, Fig. 1.
1981 *Heliosoma* (?) *mocki* (Kozur & Mostler) – Kozur & Mostler, 65, Taf. 57, Fig 2.
1984 *Heliosoma* (?) *mocki* (Kozur & Mostler) – Lahm, 64–65, Taf. 11, Fig. 6.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844) BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846) ter Gorenje Trente BE 8832b (1893).
Opis: Lupina je kroglasta z nepravilno razporejenimi in velikimi porami. Na površini lupine izhaja po 14 ali 15 kratkih bodic s trikotnim presekom. Bodice se distalno tanjšajo in končajo s konico.
Primerjava: Rodovna pripadnost te vrste je nejasna zaradi nepoznane notranje zgradbe; doslej je bila z vprašljivostjo uvrščena v rod *Acanthosphaera* in *Heliosoma*.
Razširjenost: To vrsto so doslej našli v ? zgornjeilirskih do cordevolskih plasteh evropskega dela Tetide, v Sloveniji pa se nahaja v ladinijskih plasteh Pokljuke (*trammeri* – R. Z.) in Gorenje Trente.

Genus *Triassospongosphaera* Kozur & Mostler 1981
*Triassospongosphaera multispinosa* (Kozur & Mostler 1979)
Tab. 8, sl. 2

1979 *Acanthosphaera* ? *multispinosa* n.sp. – Kozur & Mostler, 50, Taf. 20, Fig. 3.
1981 *Triassospongosphaera multispinosa* (Kozur & Mostler) – Kozur & Mostler, 67, Taf. 58, Fig. 3.
1984 *Triassospongosphaera multispinosa* (Kozur & Mostler) – Goričan & Kolar-Jurkovšek, 152, Pl. 6, Fig. 3.
1984 *Triassospongosphaera multispinosa* (Kozur & Mostler) – Lahm, 66–67, Taf. 11, Fig. 10.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846) ter Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Zunanja lupina je kroglasta in ima spužvasto steno z drobnimi porami. Bodice so številne in se njihovo število giblje okrog 20, njihova baza je trikotna, medtem ko je preostali del igličast in dolg.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana iz plasti ? zgornjeilirske do cordevolske starosti evropskega dela Tetide, v Sloveniji se nahaja v ladinijskih plasteh (*trammeri* – R. Z.) Pokljuke.

Genus *Staurocontinum* Haeckel 1882 emend. Kozur & Mostler 1979
*Staurocontinum ? trispinosum ladinicum* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
Tab. 4, sl. 1a-b, 2

1980 *Staurocontinum ? trispinosum ladinicum* n. subsp. – Dumitrica, Kozur & Mostler, 17, Taf. 2, Fig. 4, Taf. 3, Fig. 6, 7; Taf. 5, Fig. 4, Taf. 14, Fig. 5.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8307 (1845), BE 8570 (1846) in Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Lupina je srednjevelika in ima mnogokotne pore. Štiri glavne bodice stojijo pravokotno druga na drugo in imajo trikoten prerez; na distalnem delu glavnih bodic pravokotno izraščajo trije trni. Distalni del glavnih bodic je iglasto oblikovan. Dolžina bodic je krajša od premera zunanje lupine.

Primerjava: Opisana podvrsta se od podvrste *S. trispinosum trispinosum* (Kozur & Mostler) (Kozur & Mostler, 1979, 58, Taf. 21. Fig. 3) razlikuje po krajših in pravokotno stoječih trnih.

Razširjenost: Dumitrica et al. (1980) navajajo, da je ta podvrsta pogostna v srednjetriasnih plasteh evropskega dela Tetide, v zahodnjem delu Slovenije se nahaja v ladinijskih plasteh Gorenje Trente in Pokljuke.

Familia Capnuchosphaeridae De Wever 1979
Genus *Pfalkerium* Pessagno 1979
*Pfalkerium ? longidentatum* Kozur & Mostler 1981
Tab. 8, sl. 5a-b

1981 *Pfalkerium ? longidentatum* n.sp. – Kozur & Mostler, 71, Taf. 51, Fig. 1.
1984 *Pfalkerium longidentatum* Kozur & Mostler - Lahm, 87, Taf. 15, Fig. 12.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8307 (1845), BE 8570 (1846) in Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Opis: Lupina je majhna, njena stena je spužvasta. Štiri glavne bodice stojijo skoraj pravokotno druga na drugo. Bodice imajo trikoten prerez, ena izmed njih je približno dvakrat daljša od preostalih treh.

Razširjenost: Opisana vrsta je doslej poznana iz ? zgornjeilirskih do langobardskih plasti Avstrije, Italije in Madžarske, a v Sloveniji iz *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke in ladinijske stopnje Gorenje Trente.

Familia Patulibracchiidae Pessagno 1971 emend. Baumgartner 1980
Genus *Crucella* Pessagno 1971 emend. Baumgartner 1980
*Crucella baloghi* (Kozur & Mostler 1978)
Tab. 10, sl. 1

1978 *Hagiastrum baloghi* n.sp. – Kozur & Mostler, 144, Taf. 2, Fig. 1-5.
1984 *Crucella baloghi* (Kozur & Mostler) – Lahm, 90, Taf. 16, Fig. 7.

Material: pet primerkov iz Svetine S 15 (1295).

Opis: Ramena so kratka in se proksimalno postopno širijo. Na razširjenem delu ramen stojijo po tri bodice, od teh je srednja daljša od stranskih dveh. Razporeditev por zaradi prekristaljenosti ni vidna.

Primerjava: Vse doslej poznane vrste tega rodu se med seboj razlikujejo po različnih dolžinah in širinah ramen in bodic.

Razširjenost: Ta vrsta je poleg nahajališč cordevolske starosti v Avstriji poznana tudi iz Slovenije in sicer iz karnijskih plasti (*polygnathiformis* – A. Z.) na Svetini.

Familia Heliodiscidae Haeckel 1881 emend. Kozur & Mostler 1972
Genus *Praeheliostaurus* Kozur & Mostler 1972
*Praeheliostaurus undulatus* Kolar-Jurkovšek 1989
Tab. 10, sl. 2

1989a *Praeheliostaurus undulatus* n.sp. – Kolar-Jurkovšek, 164, Fig. 3, no. 2.

Material: deset primerkov z Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Primerjava: Ta vrsta se razlikuje od obeh *Ph. multidentatus* Lahm in *Ph. levis* Kozur & Mostler po ožjem ekvatorialnem pasu. *Ph. undulutus* se od *Ph. multidentatus* razlikuje tudi po odsotnosti trnov na zunanjem obodu segmentov med glavnimi trni, medtem ko je zunanji rob ekvatorialnega pasu med glavnimi trni pri *Ph. levis* raven.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, to je iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

Spumellariina incertae sedis
Genus *Rikivatella* Kozur & Mostler 1981
*Rikivatella* cf. *nodosospinosa* Kozur & Mostler 1981
Tab. 9, sl. 4, 5a-b

cf. 1981 *Rikivatella nodosospinosa* n. gen. n. sp. – Kozur & Mostler, 51–52, Taf. 1, Fig. 1.
cf. 1984 *Rikivatella nodosospinosa* Kozur & Mostler – Lahm, 108, Taf. 13, Fig. 6.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844), BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846).

Opis: Na površini spužvaste lupine kroglaste oblike so številne, toda majhne vozlaste vzpetine. Iz vzpetin izhajajo drobne bodice s trikotnim prerezom.

Razširjenost: Primerki te vrste so doslej poznani iz srednjetriasnih plasti Italije in Madžarske, v Sloveniji pa se nahajajo v ladinijskih plasteh (*trammeri* – R. Z.) Pokljuke.

Subordo **Nassellariina** Ehrenberg 1875
Familia Eptingiidae Dumitrica 1978
Genus *Eptingium* Dumitrica 1978
*Eptingium manfredi* Dumitrica 1978
Tab. 10, sl. 4a-b

1978 *Eptingium manfredi* n. sp. – Dumitrica, 33–34, Pl. 3, Figs. 3, 4; P. 4, Figs. 1, 2, 5–7.
1979 *Eptingium manfredi* Dumitrica – Pessagno et. al., Pl. 6, Figs. 9–11.

Material: po nekaj primerkov s Pokljuke BE 8307 (1845) in BE 8570 (1846).

Opis: Cefalis je subtriangularen, nesimetričen in iz njega izraščajo trije močni rogovi, ki med seboj tvorijo različne kote. Velikost, zavitost in oblika rogov je različna. Rogovi so navadno do točke zavitosti trirobi, kjer se stanjšajo in nadaljujejo v igli podobnemu trnu. Zunanja lupina cefalisa ima spužvast izgled. Apertura je okroglasta.

Razširjenost: To vrsto so doslej našli v spodnjeladinijskih plasteh Italije in Romunije, v Sloveniji pa v plasteh *trammeri* – R. Z. Pokljuke.

Phyllum **Arthropoda**
Subclassis **Ostracoda** Latreille 1806
Ordo **?Palaeocopida** Henningsmoen 1953

Familia Judahellidae Sohn 1968
Genus *Judahella* Sohn 1968
*Judahella tsorfatia* Sohn 1968
Tab. 13, sl. 6, 7

1968 *Judahella tsorfatia* Sohn n. sp. – Sohn, 15, Pl. 3, Figs. 6, 7, 11 – 16, 20, 21.
1974 *Judahella tsorfatia* Sohn – Kozur et al., 35, Pl. 2, Figs. 1, 2.
1980 *Judahella tsorfatia* Sohn – Krstić, 206.
1982 *Judahella tsorfatia* Sohn – Styk, 17, Tabl. 1, Figs. 1–3.

Material: pet karapaksov in šest lupin iz Železnice Be 4730/5 (1889).

Opis: Majhne, skoraj enako velike lupine imajo skoraj raven dorzalni rob. Ob dorzalnem robu so razporejeni po štirje vozlički. Ti so skoraj okrogli, srednja dva sta največja. Lobus ob ventralnem robu je razdeljen v dva vozlička.

Primerjava: Pri tej vrsti je Sohn (1968) opazil dve skupini z različnim obrisom. Prva skupina s konveksnim ventralnim robom ima sprednji rob približno dvakrat višji od zadnjega; pri drugi skupini z ravnim do rahlo konkavnim ventralnim robom pa je zadnji rob le nekoliko manjši od prednjega. Po mnenju Sohna (1968) je to odraz spolnega dimorfizma.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej opisana iz plasti od olenekijske podstopnje skitske stopnje pa do retijske stopnje Izraela, Vzhodne Nemčije, Poljske in Jugoslavije (planina Gučevo). Z najnovejšimi raziskavami je prisotnost omenjene vrste dokazana tudi v srednjetriasnih plasteh v Železnici.

Ordo **Podocopida** Müller 1894
Subordo **Podocopina** Sars 1866

Familia Bairdiidae Sars 1888
Genus *Hiatobairdia* Kristan-Tollmann 1970
*Hiatobairdia labrifera* Kristan-Tollmann 1970
Tab. 14, sl. 6

1970 *Hiatobairdia labrifera* n. gen. n. sp. – Kristan-Tollmann, 287–288, Taf. 35, Fig. 4.
1971 *Bairdia labrifera* (Kristan-Tollmann) – Bolz, 171–172. Taf. 6, Figs. 73–76.
1980 *Hiatobairdia labrifera* Kristan-Tollmann – Kristan-Tollmann et al., 179–180, Taf. 9, Fig. 4–7.

Material: štirje karapaksi in tri lupine iz Belega potoka BE 8907 (1919).

Opis: Lupine so podolgovate in imajo dokaj debele stene. Prednji in zadnji del sta izvlečena. Zadnji del je kratek in široko zaokrožen. Dorzalni rob je izbočen. Ventralna površina je široka in sploščena. Sklep je kratek, desna lupina je na tem delu odebeljena, medtem ko je na levi lupini brazda. Na zadnjem delu leve lupine so navzdol podaljšana usta. Zunanja površina lupin je pokrita z jamicami.

Primerjava: Primerki iz Belega potoka imajo vse za vrsto značilne znake in njihova razmerja dolžina: širina lupine znašajo od 1,60 do 1,81. Vsi slovenski primerki pripadajo mlajšim razvojnim stopnjam, na kar sklepam po primerjavi z velikostjo doslej najdenih primerkov.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej poznana le iz norijsko-retijskih zlambaških plasti Avstrije in plasti retijske starosti Irana, v Sloveniji pa smo jo tokrat našli v karnijskih plasteh Belega potoka.

Familia ?Bairdiidae Sars 1887
Genus *Hungarella* Mehes 1911

*Hungarella ? pricei* Sohn 1968
Tab. 13, sl. 1–5

1968 *Hungarella ? pricei* n.sp. – Sohn, 29–30, Pl. 2, Figs, 24–29, 43–48, pl. 3, Fig. 41, text.-fig. 3.

Material: petnajst karapaksov s Trnjave TRD (1631).

Opis: Karapaksi so subovalni in imajo gladko površino. Najdaljši so približno v sredini dolžine, najširši pa približno na polovici celotne širine. Dorzalni rob je obokan, medtem ko je ventralni skoraj raven. Leva lupina je nekoliko večja od desne.

Primerjava: Na podobnost te vrste z vrstama *Hu. problematica* (Mehes) in *Hu. reniformis* (Mehes) (obedve iz ladinijske in karnijske stopnje) je opozoril že Sohn (1968) in navedel, da se te tri vrste razlikujejo po dorzalnem obrisu. Le-ta je pri vrsti *Hu. ? pricei* eliptičen in tudi stik obeh lupin na obeh robovih je skoraj enak. Obe vrsti, ki ju je opisal Mehes (1911) imajo tudi večjo širino karapaksov v primerjavi z vrsto *Hu. ? pricei.*

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana le s tipične lokalitete v Izraelu (ladinijske plasti pri Gevanimu, Makhtes Ramon) (Sohn, 1968). Dejanska stratigrafska razširjenost te vrste še ni v celoti poznana. Vrsta *Hu. ? pricei* se v Sloveniji nahaja v *murchianus* – R. Z. (ladinijsko-karnijska stopnja) na lokaliteti Trnjava.

Familia Kerocytheridae Kozur 1971
Genus *Kerocythere* Kozur & Nicklas 1970
*Kerocythere raibliana* (Gümbel 1869)
Tab. 14, sl. 5

1869 *Cythere Raibliana* n.sp. – Gümbel, 184, Taf. 6, Fig. 36a, b.
1972 *Kerocythere raibliana* (Gümbel) – Ulrichs, 685-686, Taf. 2, Fig. 10–14.
1979 *Kerocythere raibliana* (Gümbel) – Lieberman, 102–103, Taf. 5, Fig. 4.

Material: štiri lupine iz Belega potoka BE 8907 (1919).

Opis: Lupine imajo skoraj trikoten obris. Zadnji rob je znatno nižji od skorajda zaokroženega sprednjega roba. Dorzalni rob je raven. Ob zunanjem robu lupine je razvito močno rebro. Na zunanji površini lupin so številne grobe pore, anterodorzalno pa leži velika bradavica. Ventralna površina je široka in ploska.

Primerjava: Najdeni primerki iz Slovenije popolnoma ustrezajo opisu vrste, uporabljeni primerek pa je posebno podoben primerku iz Heiligkreuza (Ulrichs, 1972, tab. 2. sl. 11).

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana iz Italije in Avstrije iz plasti cordevolske (cassianske plasti) in julske podstopnje (rabeljske plasti), v Sloveniji pa se nahaja v karnijskih plasteh Belega potoka.

Familia Bythocytheridae Sars 1926
Genus *Monoceratina* Roth 1928
*Monoceratina* cf. *spinosa* Kozur 1970
Tab. 14, sl. 1

cf. 1970 *Triassinella (Judahella) spinosa* n.sp. – Kozur 18, Taf. 1, Fig. 7, 8.
cf. 1982 *Monoceratina spinosa* (Kozur) – Styk, 21, Tabl. 2, Fig. 5, 6.

Material: tri lupine iz Jagršč JA 6 (2054).

Opis: Lupine so vzdolžno razpotegnjene in imajo raven dorzalni rob s štirimi močnimi vozli, medtem ko je ventralni rob konveksen. Zadnji rob lupine je široko zaokrožen, sprednji del pa ni v celoti ohranjen. Medialna brazda je ozka in globoka. Posteroventralno je viden močnejši trn. Ker so primerki precej prekristaljeni, drobna skulptura na zunanji površini lupine ni vidna.

Razširjenost: Primerki vrste *Mn. spinosa* so bili prvič opisani iz ilirskih plasti Madžarske, kasneje pa so jih našli tudi v plasteh spodnjega dela srednjega triasa Poljske. Ta vrsta se v Sloveniji pojavlja v plasteh anizijske stopnje (*bulgarica* – R. Z.) nahajališča Jagršče.

Subordo **Platycopina** Sars 1866
Familia Cytherellidae Sars 1866
Genus *Leviella* Sohn 1968

*Leviella brevicosta* Kristan-Tollmann 1973
Tab. 14, sl. 8

1973 *Leviella brevicosta* n.sp. – Kristan-Tollmann, 361, 362, 364, Abb. 4, Fig. 1–6.
1979 *Leviella brevicosta* Kristan-Tollmann – Lieberman, 104.

Material: osem lupin iz Kozje dnine 2020/12a (1947).

Opis: Lupina je podolgovata in ima oglate robove. Dorzalni in ventralni rob sta skorajda vzporedna, ravna ali le nekoliko konkavna. Sprednji rob je široko zaokrožen, medtem ko je zadnji blago poševno usmerjen navzdol; višina sprednjega roba je nekoliko večja od zadnjega. Nedaleč od zunanjega roba poteka dvignjen obroč. Tik pod medialno jamico leži sorazmerno kratka, konkavna nabuhlina. Zunanji rob skupaj z dvignjenim obročem in medialno polje so močno retikulirani.

Primerjava: Pri prvem opisu te vrste Kristan-Tollmannova (1973) omenja tesno sorodnost z norijsko-retijsko vrsto *Cytherelloidea* ? *unicostata* Bolz, iz katere se je verjetno razvila vrsta *Lv. brevicosta*. Kristan-Tollmannova (1973) omenja naslednje glavne značilnosti vrste *Lv. brevicosta*: krajša in zato relativno višja lupina, raven dorzalni rob, debelejši obroč, ki je bolj oddaljen od zunanjega roba in je dorzalno raven ali skoraj raven, ter krajša in debelejša medialna nabuhlina. Ista avtorica dalje navaja tudi, da je retikulacija pri vrsti *Lv. brevicosta* bolj groba in izrazitejša, medtem ko je za primerjano vrsto značilna drobnejša mrežasta struktura.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej poznana le iz rabeljskih plasti (julska podstopnja) Italije, v Sloveniji pa smo jo našli v *polygnathiformis* – R. Z. (karnijska stopnja) nahajališča Kozja dnina.

*Leviella rudis* Kristan-Tollmann 1973
Tab. 14, sl. 7

1973 *Leviella rudis* n.sp. – Kristan-Tollmann, 366, 368, 369, 371, Abb. 6, Fig. 1, 2, 4–6; Abb. 7, Fig. 1–4.
1979 *Leviella rudis* Kristan-Tollmann – Lieberman, 105, Taf. 5, Fig. 13.
1983 *Leviella rudis rudis* Kristan-Tollmann – Kristan-Tollmannova, Abb. 8.

Material: štiri lupine iz Belega potoka BE 8907 (1919).

Opis: Lupine so velike in robustne. Prednji in zadnji rob sta široko zaokrožena, zadnji rob je le malo nižji od sprednjega. Dorzalni rob je raven. V neki oddaljenosti od zunanjega roba neprekinjeno poteka krožna odebelitev. Tik pod obsežno medialno votlino leži medialna nabuhlina, ki se nadaljuje poševno nazaj in tam združi s krožno odebelitvijo.

Primerjava: Kristan-Tollmann (1983) je iz anizijskih plasti pri Leidapu v južni Kitajski izdvojila podvrsto *Lv. rudis rectangulata*, ki se razlikuje po manjši velikosti in krajši ter močnejši medialni nabuhlini.

Upodobljeni primerek iz Belega potoka popolnoma ustreza vrsti oz. podvrsti *Lv. rudis rudis* Kristan-Tollmann, ki ju je upodobila Kristan-Tollmannova 1973 (tab. 6, sl. 1) in 1983 (sl. 8).

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana iz plasti karnijske stopnje (julska podstopnja) Dolomitov in Julijskih Alp v Italiji, v Sloveniji pa prav tako v karnijskih plasteh Belega potoka.

Ordo **Myodocopida** Sars 1866
Subordo **Cladocopina** Sars 1866

Familia Polycopidae Sars 1866
Genus *Polycope* Sars 1866
*Polycope hungarica* (Kozur 1970)
Tab. 13, sl. 9

1970 *Polycopsis hungarica* n.sp. – Kozur, 407, Taf. 3, Fig. 12.
1972 *Discoidella hungarica* (Kozur) – Kozur, Taf. 1, Fig. 8.

Material: sedemnajst lupin iz Jagršč JA 6 (2054).

Opis: Lupine so majhne in skoraj okrogle. Dorzalni rob je kratek in raven, ventralni pa zaokrožen. Ob sklepnem robu in nekoliko navzdol je razvito močno, koncentrično rebro. Osrednji del lupine prekrivajo rebra, ki so večidel vzporedna. Rebra povezujejo sekundarna rebra, ki dajejo zunanji površini lupine retikuliran izgled.

Primerjava: Vrsta *Po. cincinnata* Apostolescu (retij – lias) se od opisane vrste razlikuje po manjšem številu koncentričnih reber, ki se giblje med 3 in 5.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej poznana le s tipične lokalitete, to je iz plasti ilirske starosti (cona *trinodusus*) Madžarske, tokrat pa je najdena tudi v Sloveniji, in sicer na lokaliteti Jagršče (*bulgarica* – R. Z., anizijska stopnja).

*Polycope ladinica* Kolar-Jurkovšek 1990
Tab. 13, sl. 18

1989b (1990) *Polycope ladinica* n. sp. – Kolar-Jurkovšek, 220, Fig. 1.

Material: dvanajst lupin z Gorenje Trente BE 8832b (1893).

Primerjava: Ob upoštevanju mnenj Appostolesca (1959) in Ulrichsa (1972) je vrsta *P. ladinica* uvrščena v rod *Polycope* (Kolar-Jurkovšek, 1989b). Omenjena vrsta se od vseh ostalih triasnih vrst tega rodu razlikuje po drobni in nepravilni mikrostrukturi na zunanji površini lupine.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le s tipične lokalitete, to je iz ladinijskih plasti Gorenje Trente.

Phyllum **Echinodermata**
Classis **Holothuroidea**
Familia Calcamnidae Frizzell & Exline 1955
Genus *Calcamnella* Frizell & Exline 1955
*Calcamnella regularis* Stefanov 1970
Tab. 15, sl. 4, 5, 6

1970 *Calcamnella regularis* n. sp. – Stefanov, 42, Taf. 1, Fig. 2, 3.
1971 *Calcamnella anisica* n. sp. – Mostler, 345, Taf. 2, Fig. 1, 2.
1974 *Calcamnella regularis* Stefanov – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 7, 8.

Material: dvanajst primerkov iz Kozje dnine 2020/1, 3, 4, 6, 7 (1981, 1992, 1988, 1984, 1990) in Železnice BE 4730/3 (1982).

Opis: Sklerit je oblikovan v podolgovato ovalno ploščico z dvema vrstama simetričnih por. Pore v sredini sklerita so ovalne ali pravokotne, medtem ko so pore na konceh trikotne. V vsaki vrsti je običajno po pet ali šest parnih por, medtem ko je število por na konceh različno.

Razširjenost: Pojavljanje te vrste je doslej dokazano v anizijskih plasteh Avstrije in Bolgarije ter tuvalskih plasteh Slovaške, v Sloveniji pa se nahaja v srednjetriasnih plasteh Železnice in v obeh karnijskih conah (*polygnathiformis* – A. Z. in *nodosa* – R. Z.) nahajališča Kozja dnina.

Familia Prisocopedatidae Frizzell & Exline 1955
Genus *Priscopedatus* Schlumberger 1890
*Priscopedatus kozuri* Mostler 1967
Tab. 15, sl. 2a-b

1967 *Priscopedatus* n. sp. – Mostler, Abb. 2, Fig. 2.
1971 *Priscopedatus kozuri* n. sp. – Mostler, 349, Taf. 2, Fig. 10.

Material: štirje primerki iz Kozje dnine 2020/3 (1987).

Opis: Okrogli skleriti imajo centralno polje s štirimi porami, ki ga obkroža zunanje polje por v dveh ali treh vrstah. Pore na obodu sklerita so razpotegnjene ali alternirajo, medtem ko so pore v centralnem polju razvrščene v obliki križa, sredi katerega izrašča kratka konica z okroglim presekom.

Primerjava: Vrsta *Pr. bogschi* Kozur & Mock se od *Pr. kozuri* razlikuje le po daljši osrednji konici, ki ima štirioglat presek. Pri opisu nove vrste *Pr. bogschi* avtorja Kozur in Mock (1972a) opisujeta zanimivo primerjavo s številnimi primerki *Protocaudina rigaudae* Mostler, ki ima nazobčan notranji rob in je brez

osrednje konice. Zaradi navedene podobnosti navajata, da razvoj od vrste *Pr. rigaudae* preko *Pr. bogschi* k *Pr. kozuri* ni izključen.

Razširjenost: Ta vrsta je prvič opisana iz norijskih plasti Hernsteina v Avstriji in je bila doslej omejena le na norijsko stopnjo (Mostler, 1971) Primerki te vrste so v Sloveniji najdeni v *polygnathiformis* – A. Z. (karnijska stopnja) Kozje dnine.

*Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud 1952)
Tab. 15, sl. 1

1955 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Frizzell & Exline, 103–104, Taf. 5, Figs. 4, 6–9.
1965 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Zankl, Taf. 1, Fig. 3 f.
1968 *Staurocumites bartensteini* Deflandre-Rigaud – Mostler, 21, Taf. 3, Fig. 6–9.
1968 *Staurocumites bartensteini* Deflandre-Rigaud – Speckmann, 204, Text- Taf. 1, Fig. 9.
1974 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Kozur & Mock, Taf. 5, Fig. 12, 13.
1981 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Pevny, Tab. 10, obr. 2.
1982 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Papšova & Pevny, Pl. 24, Fig. 7.

Material: en primerek iz Kozje dnine 2020/1 (1981).

Opis: Kot križ oblikovan sklerit ima štiri velike ovalne pore, od katerih sta si nasproti stoječi pori enaki. V osrednjem delu sklerita je ohranjena baza konice.

Razširjenost: Stratigrafska vrednost omenjene vrste ni velika, saj so jo doslej našli v plasteh od ilirske in vse do liasne starosti. V Sloveniji je ta vrsta dokazana v *polygnathiformis* – R. Z. (karnijska stopnja) Kozje dnine.

Familia Theeliidae Frizzell & Exline 1955
Genus *Theelia* Schlumberger 1890
*Theelia* cf. *guembeli* Kristan-Tollmann 1963
Tab. 15, sl. 12

cf. 1963 *Theelia guembeli* n. sp. – Kristan-Tollmann, 370, 372, Taf. 8, Fig. 7.
cf. 1970 *Theelia guembeli* Kristan-Tollmann – Stefanov, 46, Taf. 1. Fig. 15.
cf. 1978 *Theelia guembeli* Kristan-Tollman – Gazdzicki, Kozur, Mock & Trammer, 363, Pl. 50, Fig. 9.

Material: trije primerki iz Jagršč JA 6 (2054).

Opis: Ohranjeni primerki imajo obliko kolesa in po šest ravnih prečk. Zgornja stran pesta je obokana, medtem ko je njegova spodnja stran ploska.

Primerjava: Upodobljeni primerek po številu prečk ustreza bolgarskemu primerku, ki ga je prikazal Stefanov (1970). V prvem opisu vrste Kristan-Tollmannova (1963) navaja tudi, da je zunanji obroč nekoliko valovit. Zaradi prekristaljenosti skleritov iz Jagršč ni mogoče ugotoviti valovitosti njihovih obročev.

Ta vrsta je zelo podobna *Th. planata* Mostler, na kar je opozoril že Mostler (1968). Primerki vrste *Th. planata* imajo širši pesto, enakomerno širino prečk in okrogel obroč.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana iz zgornjeladinijskih in cordevolskih plasti Avstrije, Čehoslovaške in Bolgarije, v Sloveniji je bila najdena na nahajališču Jagršče v *bulgarica* – R. Z. (anizijska stopnja).

*Theelia immisorbicula* Mostler 1968
Tab. 15, sl. 8, 11

1968 *Theelia immisorbicula* n.sp – Mostler, 26–27, Taf. 5, Fig. 1.
1968 *Theelia subcirculata* n.sp. – Mostler, 28–29, Taf. 5. Fig. 4.
1968 *Theelia thalattocanthoides* n.sp. – Mostler, 29, Taf. 4, Fig. 8.
1968 *Theelia immisorbicula* Mostler – Speckmann, 204, Text-Taf. 3, Fig. 4.
1970 *Theelia immisorbicula* Mostler – Stefanov, 46–47, Taf. 1, Fig. 16.
1970 *Theelia subcirculata* Mostler – Stefanov, 47, Taf. 1, Fig. 18.
1972a *Theelia immisorbicula* Mostler – Kozur & Mock, 16–17, Taf. 7, Fig. 5–12.
1972 *Theelia immisorbicula* Mostler – Stefanov & Urošević, 266, Tab. 1, sl. 9.
1974 *Theelia immisorbicula* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 10, Fig. 9.
1981 *Theelia immisorbicula* Mostler – Pevny, Tab. 10. obr. 1.
1982 *Thelia immisorbicula* Mostler – Papšova & Pevny, Pl. 23, figs. 2, 4, 6, 7, 12.

Material: devet primerkov iz Kozje dnine 2020/1, 3, 6, (1981, 1992, 1984), Železnice BE 4730/3 (1982) in Pokljuke BE 8527 (1911).

Opis: Sklerit ima okrogel in gladek zunanji obod. Po deset ali enajst enako debelih prečk se združuje v globokem pestu.

Primerjava: V sinonimiko vrste *Th. immisorbicula* sta že Kozur in Mock (1972a) uvrstila tudi vrsti *Th. subcirculata* Mostler in *Th. thalattocanthoides* Mostler. Ugotovila sta, da se število prečk pri vseh vrstah giblje med 8 in 12 ter da obstaja velika variabilnost v širinah zunanjega oboda in prečk, toda za vse tri vrste je značilno visoko pesto. Male primerke je Mostler (1968) uvrstil v *Th. immisorbicula*, večje pa v *Th. subcircula*, medtem ko se *Th. thalattocanthoides* od *Th. immisorbicula* razlikuje le po pravokotnem preseku pesta (Kozur & Mock, 1972a).

Razširjenost: To vrsto so doslej našli v plasteh od anizijske do norijske starosti Avstrije, Slovaške in vzhodne Srbije, v Sloveniji je dokazana v ladinijski stopnji nahajališča Pokljuka ter v *polygnathiformis* – R. Z. in *nodosa* – A. Z. (obedve: karnijska stopnja) profila na Kozji dnini.

*Theelia planorbicula* Mostler 1968
Tab. 15, sl. 3

1968 *Theelia planorbicula n.sp.* – Mostler, 28, Taf. 5, Fig. 3.
1972a *Theelia planorbicula* Mostler – Kozur & Mock, 18, Taf. 7, Fig. 13, Taf. 8, Fig. 1–6
1974 *Theelia planorbicula* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 10, Fig. 10–12.
1981 *Theelia planorbicula* Mostler – Pevny, Tab. 9, obr. 1; tab. 11, obr. 1
1982 *Theelia planorbicula* Mostler – Papšova & Pevny, Pl. 23, Figs. 1, 3, 5.

Material: petnajst primerkov iz Kozje dnine 2020/3, 6, 7, (1992, 1984 in 1190) in Železnice BE 4730/3 (1982).

Opis: Sklerit ima sedem do deset prečk, njihova širina se proti pestu manjša. Srednje veliko pesto je le malo obokano. Zunanji obroč je dvignjen nad ravnino pesta.

Razširjenost: Primerke te vrste so doslej našli v plasteh anizijske in norijske starosti Avstrije ter Slovaške, na področju Slovenije pa v srednjetriasnih plasteh Železnice ter v plasteh karnijske stopnje (*polygnathiformis* – A. Z. in *nodosa* – R. Z.) Kozje dnine.

*Theelia undata* Mostler 1968
Tab. 15, sl. 13, 14

1968 *Theelia undata* n.sp. – Mostler, 30, Taf. 5, Fig. 5.
1968 *Theelia undata* Mostler – Speckmann, 206, 209, Taf. 3, Fig. 2.
p. 1968 *Theelia serta* n.sp. – Speckmann, 209–210, Taf. 3, Fig. 5.
1970 *Theelia undata* Mostler – Kozur & Mostler, 381–382.
1970 *Theelia undata* Mostler – Stefanov, 47, Taf. 1, Fig. 19.
1974 *Theelia undata* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 10, Fig. 2–4.
1977 *Theelia undata* Mostler – Mišik, Mock & Sykora, Taf. 6, Fig. 17.
1978 *Theelia undata* Mostler – Gazdzicki, Kozur, Mock & Trammer, 364. Pl. 51, Figs. 8–9, Pl. 52, Fig. 1.
1982 *Theelia undata* Mostler – Papšova & Pevny, Pl. 24, Figs. 8, 9.

Material: pet primerkov iz Jagršč JA 6 (2054).

Opis: Sklerit ima osem do deset prečk in močno valovit obroč. Obroč je visoko dvignjen nad ravnino prečk. Pesto je srednje velik in le malo odebeljen; na zgornji strani je nekoliko obokan, njegova spodnja stran pa je ravna.

Primerjava: Kozur in Mostler (1970) sta na osnovi številnih primerkov ugotovila, da širši pesto in večje število prečk ni merilo za postavitev nove vrste, zato sta vrsto *Th. serta* Speckmann uvrstila v sinonimko vrste *Th. undata*. V svojem materialu sta opazila številne prehodne oblike z malim pestom in majhnim številom prečk vse do oblik s širokim pestom in velikim številom prečk. Za določitev vrste *Th. undata* je poleg valovitega obroča pomemben predvsem dvignjeni zgornji rob obroča, ki ima po mnenju Kozurja in Mostlerja (1970) filogenetski pomen.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej najdena v anizijskih, ladinijskih in cordevolskih plasteh Avstrije, Čehoslovaške, Bolgarije in Turčije, v Sloveniji je dokazana na nahajališču Jagršče (*bulgarica* – R. Z., anizijska stopnja).

Phyllum **Conodonta**
Classis **Conodonta** Eichenberg 1930
Ordo **Conodontophorida** Eichenberg 1930
Superfamilia **Gondodellacea** Lindotsröm 1970

Familia Ellisoniidae Clark 1972
Genus *Gladigondolella* Müller 1962
*Gladigondolella malayensis* Nogami 1968
Tab. 19, sl. 1a-d, 2a-b

Material: šest primerkov iz Straže CE/2–2 (1858), CE/2–4 (1857), trije iz Svetine S 6 (1293), S 15 (1295), po eden iz profilov Zabukovica CE 5b (2035) in Oblakov vrh DA 21/8 (1223).

Razširjenost: V raziskanih slovenskih profilih se ta vrsta nahaja v amonitni coni *Pro. archelaus* Z. ter konodontnih conah *foliata* – R.Z. in *polygnathiformis* – A.Z.

*Gladigondolella tethydis* (Huckriede 1958)
Tab. 16, sl. 2a-b, 5a-b; tab. 24, 1a-c, 2a-b

Material: trije primerki iz Dol pri Litiji DA 18/18, 1E (1849,1852), dva primerka s Pokljuke BE 8569/1, 2 (1844, 1747), eden iz Škrjanca CE/1-2c (1788), dvanajst s Sv. Magdalene CE/4–1 (1871), CE/4–2 (1859), CE/5–2 (1855), CE/5–3

(1869), CE/5–6 (1862), CE/5–7 (1870) in deset primerkov z Oblakovega vrha DA 21/4, 5, 8, (1223b, c, d).

Primerjava: Primerki te vrste so zelo variabilni, kar se odraža predvsem v širini platforme. Budurov (1973) je za vitke primerke uvedel novo ima *Gladigondolella arcuata* Budurov. Ker najdemo primerke s tako značilnostjo v združbah znotraj stratigrafskega intervala vrste *Gl. tethydis* (anizijska do karnijska stopnja), ju večina avtorjev ne izdvaja. Tudi raziskave konodontnih združb iz Slovenije so pokazale, da je vrsta *Gl. tethydis* zelo variabilna. Tako znaša razmerje širina: dolžina elementov iz Pokljuke 1:5, medtem ko s Sv. Magdalene kar 1:7.

Razširjenost: S tokratnimi raziskavami je ugotovljena prisotnost te vrste v *trammeri* – R.Z. in *foliata* – R.Z. konodontnih conah in amonitni coni *Pro. archelaus* – Z. v Sloveniji.

Genus *Cratognathodus* Mosher 1968

*Cratognathodus kochi* (Huckriede 1958)

Tab. 16, sl. 4a, b

1958 *Prioniodina kochi* n.sp. – Huckriede, 159–160, Taf. 11, Fig. 37, Taf. 12, Fig. 11, 12, Taf. 14, Fig. 4.

p. 1968a *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Mosher, 919, Pl. 113, Fig. 4.

1975 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Gedik, 111–112, Taf. 5, Fig. 23.

1976 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Budurov, Taf. 4, Fig. 29.

1977 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Sudar, Tab. 5, sl. 4.

1978 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Čatalov & Budurov, Taf. 1, Fig. 8.

1978 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Mirauta & Gheorghian, Pl. 1, Fig. 25.

1982 *Cratognathodus kochi* (Huckriede) – Koike, 20, Pl. 9, Figs. 15, ? 16.

Material: po en primerek s Pokljuke BE 8569/1 (1844) in iz Škrjanca CE/1–2d (1788c) ter dva s Sv. Magdalene CE/5–4 (1861).

Opis: To vrsto označuje širok in nizek glavni zob. Zadnja veja je dolga in na njej je do pet med seboj ločenih nizkih zob. Na kratki prednji veji sta razvita po dva zoba. Bazalna votlina je široko odprta.

Razširjenost: Večina doslej najdenih primerkov je iz plasti srednjetriasne starosti Tetidine province, medtem ko Mosher (1968a) navaja, da je v spodnjenorijskih plasteh našel podobne primerke. Ta vrsta je v Sloveniji najdena v *trammeri* – R.Z. (ladinijska stopnja) in v *foliata* – R.Z. (ladinijsko-karnijska stopnja).

*Cratognathodus* cf. *posterognathus* Mosher 1968

Tab. 23, sl. 2, 3

cf. 1968a *Cratognathodus posterognathus* n. sp. – Mosher, 919, Pl. 113, figs. 10, 14.

Material: pet primerkov iz Škrjanca CE/1–2b (1858) in dva s Sv. Magdalene CE/5–6 (1862).

Opis: Element sestavljata dve veji, ki se pod topim kotom združita pod glavnim zobom. Na prednjih vejah so ohranjeni po štirje med seboj ločeni zobje, na zadnjih pa eden ali dva manjša od onih na prednji veji. Obsežna bazalna votlina se razteza pod glavnim zobom.

Primerjava: V prvem opisu Mosher (1968a) navaja, da se prednja in zadnja

veja stikata pod kotom približnim 90°, medtem ko je kot pri obeh upodobljenih primerkih dosti večji. Ta dva podatka kažeta na veliko variacijsko širino, ki je značilna tudi za druge vrste tega rodu. Pri najdenih primerkih iz Škrjanca je kot stika obeh vej zelo velik, medtem ko se v drugih značilnostih ujemajo s prvim opisom.

Primerke, ki verjetno pripadajo tej vrsti, je iz Malezije opisal Koike (1982, tab. 9, sl. 20, 21). Ti se od holotipa in tudi od slovenskih primerkov razlikujejo predvsem po majhnem kotu in dva- do trikrat daljšimi zobmi na prednjih vejah.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej najdena le v plasteh srednjetriasne starosti severnoameriškega in evropskega dela Tetide; v Sloveniji se pojavlja v *foliata* – R. Z. (ladinijsko-karnijska stopnja).

Genus *Pseudofurnishius* van den Boogaard 1966

*Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard 1966

Tab. 20, sl. 1–4

1956 *Spathognathodus* ? sp. – Diebel, 432–433, po. 4, Figs. 6–7.
1966 *Pseudofurnishius murchianus* n. sp. – van den Boogaard, 696–697, Pl. 1, Figs. 6–8, Pl. 2, Figs. 1–5.
1970 *Pseudofurnishius murchianus* Diebel – Huddle, B 129–130, Figs. 2 i, k, l, n, o.
1972 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Hirsch, 814, Pl. 2, Figs. 14–18.
1972 *Pseudofurnishius murchius murchianus* van den Boogaard – v. d. Boogaard & Simon, 16–17, Pl. 1, Figs. b, d-f, Pl. 2, Figs. f, g, k, l.
1974 *Pseudofurnishius murchianus* Boogaard – Hirsch & Gerry, Pl. 1, Figs. 3 (non Pl. 1. Fig. 2)
1974 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Eicher & Mosher, 737, Pl. 1, Figs. 1–14, 17, 19, 23, 26, 32, 33, 35, 36, 41–44, Pl. 2, Figs. 1–5.
1975 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Ziegler (ed.), 343–344, *Platyvillosus* – Pl. 1, Figs. 3a, b.
1977 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Ramovš, 364–366, 369, 371, 373, 374, Abb. 3, Fig. 1a–4, 2a–c; 3, 4b, Abb. 4, Fig. 1a–b, 2a–b, 3a–c, 4a, 5a–b, 6, 7, Abb. 5, Fig. 1a–c, 2a–c, 3, 4a–b, Abb. 6, Fig. 1a–b.
1978 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Krivic & Stojanovič, 42, 46, Tab. 1, sl. 1–4, tab. 2, sl. 1.
1980b *Pseudofurnishius murchianus murchianus* van den Boogaard – Kovacs & Kozur, Taf. 7, Fig. 4, 5.
1981 *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Nicora, 773–774, Pl. 90, Figs. 1, 2, 3.
1983 *Pseudofurnishius murchianus* – Besems, Pl. 3, Figs. 1–3.
1985a *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard – Ramovš, 269, 271, Tab. 2, sl. 1–4.
1988 *Pseudofurnishius murchianus murchianus* van den Boogaard – Catalano et. al., Pl. 2, Fig. 10.

Material: 56 primerkov iz Podrečja P 2, 4, 12, 16, 17 (1534, 1535, 1539, 1540, 1541) in Trnjave A, B, D, E, F, H.

Opis: Enota je asimetrična in nekoliko usločena navznoter. Zobje lista so sploščeni in zliti do polovice svoje višine. Višina zob se veča v smeri od glavnega zoba; ta del lista ima lahko zaokroženo obliko petelinjega grebena, tako da je prvi zob lahko že horizontalno usmerjen. Število zob prostega lista se giblje med 5 in 12.

Primerjava: Glede na stopnjo razvitosti platforme (na eni ali obeh straneh elementa – monoplatformi in biplatformi tip) avtorji različno upoštevajo stopnjo redukcije platforme. Le redki avtorji izdvajajo vrsto *P. huddlei* Hirsch (biplatformi tip) a tudi pri tistih, ki jo izdvajajo, obstajajo razlike. Boogaard in Simon (1973) pri prvem opisu pišeta, da je za to vrsto značilna zunanja platforma ali vsaj širši rob z dvema ali več zobmi. Kozur (1980, 124) pa piše, da imajo adultni primerki na zunanji strani lista vidne rudimente platforme, velikokrat tudi samo en zob.

Večina dosedanjih stratigrafskih podatkov o najdbi elementov rodu *Pseudofurnishius* je pomanjkljiva. Le redkokdaj so v istem profilu našli makrofavno, na osnovi katere bi bilo mogoče točno ugotoviti tudi stratigrafsko razširjenost vrst *P. huddlei* in *P. murchianus*. Obe vrsti tega rodu sta bili najdeni v Španiji.

Element *P. murchianus* navajata Boogaard in Simon (1973) iz plasti langobardsko cordevolske starosti, v kateri se pojavlja tudi element *Epigondolella mungoensis*, medtem ko je bila favna s *P. huddlei* najdena v nekoliko starejših plasteh, ki naj bi bile zgornjeladinijske (langobardske) starosti. Te ugotovitve dopolnjujejo palinološke raziskave, ki jih je opravil Besems (1983) in v delu profila z elementom *P. murchianus* našel palinološko združbo B, ki jo je uvrstil v palinofloro 3. To palinofloro označuje redka prisotnost *Patinasporites densus* in/ali *Enzonalasporites vigens* in *Vallasporites ignacii*, v njej pa prevladujejo predstavniki kompleksa »*Partitisporites – Duplicisporites*«, *Camerosporites secatus* in *Triadispora plicata*. Ta flora ima kserofiten značaj (ekstremno suhe in tople razmere). Omenjeno palinofloro je Besems (1983) prav tako uvrstil v cordevolsko podstopnjo.

V Romuniji so vrsto *P. murchianus* našli v cordevolskih plasteh (Kovacs & Kozur, 1980b). Krivic in Stojanovič (1978) sta plastem s tem elementom zaradi odsotnosti druge favne pripisala langobardsko do cordevolsko starost.

Iz Španije je združba *P. murchianus* opisana z značilnimi cordevolskimi ostrakodi: *Mostlerella blumenthali* Kozur, *Reubenella fraterna* (Reuss) in z različnimi vrstami rodu *Kerocythere* (Kozur et al., 1974; Kozur, 1980).

Doslej so poznane le redke najdbe elementa *P. murchianus* skupaj z makrofavno. V langobardskih plasteh osrednje Slovenije ga je Ramovš (1977) našel skupaj s školjkami *Posidonia wengensis* Wissmann. Nicora (1981) navaja, da je omenjeni konodontni element v Turčiji našla v ladinijskih plasteh skupaj s protrahicerasi in v Italiji v cordevolskih plasteh skupaj z amoniti cone *aon*. Nicora (1981) dalje navaja, da zelo evoluirane primerke s slabo razvito platformo uvršča v julsko podstopnjo.

Večina navedenih literaturnih podatkov o stratigrafski razširjenosti vrste *P. murchianus* kaže na to, da je le-ta prisotna tudi v cordevolski podstopnji. Zato menim, da stratigrafskega razpona vrste tudi v Sloveniji ni mogoče omejiti le na langobardsko podstopnjo.

Familia Xaniognathidae Sweet 1981

Genus *Epigondolella* Mosher 1968

*Epigondolella abneptis* (Huckriede)

Tab. 25, sl. 5a–b, 6, tab. 26, sl. 1a–b, 2a–b, 3, tab. 27, sl. 3a–b, tab. 28, sl. 4

Material: dvainsedemdeset primerkov iz Zabukovice Z 3a, 2, Kozje dnine 2020/7, Davče 32, Žbonta 31, 30, 33, 35, s Šmarjetne gore 10/1, 10/3, 10/4, 5/1, 5/2, 6, 8, 4 in iz Šupce 7242.

Razširjenost: Prisotnost vrste *E. abneptis* je tokrat potrjena v *nodosa* – R. Z., *abneptis* – I. Z., *postera* – A. Z. in *bidentata* – R. Z. raziskanih nahajališč v Sloveniji.

*Epigondolella baloghi* (Kovacs 1977)
Tab. 23, sl. 4a–d

p. 1975 *Epigondolella carnica* sp. n. – Krystyn v Kristan-Tollmann & Krystyn 273, 275, Taf. 3, Fig. 4.
1977 *Metapolygnathus baloghi* n. sp. – Kovacs, 79–80, Pl. 3, Fig. 2, Pl. 4, Fig. 1, Pl. 5, Figs. 1, 2, Pl. 7, Figs. 1, 2.
1980b *Metapolygnathus baloghi* Kovacs – Kovacs & Kozur, Taf. 9, Fig. 2, 3.
p. 1987 *Paragondolella nodosa* (Hayashi) – Vrielynck, Pl. 5, Figs. 19–21.

Material: trije primerki iz Straže CE/2–3 (164).

Opis: Element ima zelo široko platformo, ki je razvita v zadnji polovici celotne dolžine. Največjo širino doseže v svoji prvi tretjini dolžine; na tem delu so robovi platforme valoviti oz. oblikovani v vozličke. Proti zadnjemu delu se platforma zoži in konča s široko zaokroženim robom. Zunanji robovi platforme so posuti s satasto mikrostrukturo. Karino sestavlja devet zob. Visoki zobje prostega lista se proti zadnjemu robu hitro nižajo. Zadnji zob je top in močan ter stoji osamljen. Gredelj je širok, njegov zadnji rob je ovalen. Ovalna bazalna jamica leži pod glavnim zobom, to je skoraj v sredini platforme.

Primerjava: Primerek iz Straže označuje slabša ornamentiranost lateralnih robov platforme kot pri holotipu. Po mnenju Kovacsa (1977) je razvoj verjetno potekal od vrste *N. excelsa* preko vrste *N. auriformis* (Kovacs) k vrsti *E. baloghi*, slednji dve vrsti pa povezujejo številne prehodne oblike. Kovacs (1977) k vrsti *E. baloghi* prišteva vse primerke, ki imajo vsaj na eni strani po dva vozlička. Upodobljeni primerek iz Straže predstavlja slabše razvito obliko, ki ima maloštevilne in tudi nizke vozličke.

V sinonimiko vrste *E. echinata* (Hayashi) je Sudar (1986b) uvrstil tudi vrsto *E. baloghi* zaradi precejšnje morfološke podobnosti, ki se kaže predvsem v kratki platformi. Bazalna jamica pri obeh vrstah leži skoraj v sredini platforme, vendar ju obkroža različna zanka: pri vrsti *E. echinata* je zanka oglata ali celo razcepljena, medtem ko je pri *E. baloghi* zaokrožena. Pri tem moramo upoštevati različno stratigrafsko razširjenost kakor tudi njun različen filogenetski razvoj. Kolar-Jurkovškova (1982a) meni, da vrsto *E. echinata* verjetno predstavlja člen v razvojni liniji, ki je vodila od *E. nodosa* preko več vmesnih členov k *E. bidentata*. Po njenem mnenju sta se *E. abneptis* in *E. echinata* razvili iz istega prednika, na kar kaže dolžina platforme, medtem ko kaže *E. echinata* na regresivni razvoj robov platforme.

Zanimiva pa so izvajanja Vrielyncka (1987), ki je vrsti *E. baloghi* in *E. carnica* uvrstil v sinonimiko vrste *E. nodosa*. Po njegovem mnenju vrsti *E. baloghi* in *E. carnica* predstavljata juvenilne stopnje, na kar sklepa po spremljevalnih vrstah *E. nodosa* in *E. abneptis abneptis*. Z njegovimi zaključki se ne strinjam, saj so si diagnoze omenjenih vrst različne in vrste se med seboj razlikujejo ali po dolžini platforme ali po tipu lateralne ornamentacije.

Iz spodnjekarnijskih plasti (cona *aon* ali *aonoides*) v združbi z *Gladigondolella malayensis* in *Gl. tethydis* je Krystyn (v Kristan-Tollman & Krystyn, 1975) opisal novo vrsto *E. carnica*, enega izmed paratipov pa je že Kovacs (1977) uvrstil v sinonimiko vrste *E. baloghi*. Že Krystyn je opazil konvergenco razvoja vrste *E. carnica* z mlajšimi epigondolelami niza *E. abneptis* in da je kondezirana favna izključena, saj se prvi predstavniki niza *E. abneptis* pojavijo šele v profilu več kot 5 m nad vzorcem z *E. carnica*.

V prvem opisu Kovacs (1977) opisuje prizmatsko mikrostrukturo platforme.

Težko je iskati vzroke, ki so povzročili takšno mikrostrukturo primerkov iz ladinijskih plasti Madžarske. Fotografije vseh drugih najdenih primerkov te vrste, to je iz cordevolskih plasti Madžarske in Turčije, pa kažejo prav tako kot slovenski primerki na zunanjem robu platforme satasto mikrostrukturo (Kovacs & Kozur, 1980b, Taf. 9, Fig. 3c; Kristan-Tollmann & Krystyn, 1975, Taf. 3, Fig. 4a).

Tudi iz evolucijskega stališča bi bilo težko razumeti nenaden pojav nekega drugega tipa mikrostrukture, še posebno zato, ker Kovacs (1977) sklepa na izvor iz vrste *N. excelsa*. Za primerke te vrste pa je značilna satasta mikrostruktura, ki pokriva večji del platforme.

Razširjenost: Elementi te vrste so doslej poznani iz najvišjega dela langobarda in cordevola Madžarske, medtem ko so jih v Turčiji doslej našli le v coni *aon* ali *aonoides*, v Grčiji pa v coni *aonoides*. Na področju Slovenije se ta vrsta pojavlja na nahajališču Straža, in sicer v *foliata* – R. Z. (ladinijsko-karnijska stopnja).

*Epigondolella bidentata* Mosher
Tab. 28, sl. 1, 2

Material: dvanajst primerkov s Šmarjetne gore 8, 4 (1243, 1239).

Razširjenost: Omenjena vrsta je ugotovljena v plasteh sevatske podstopnje (*bidentata* – R. Z.) Šmarjetne gore.

*Epigondolella echinata* (Hayashi)
Tab. 27, sl. 1, 2a-b

Material: pet primerkov iz Žbonta 28 in s Šmarjetne gore 10/2, 10/3.

Razširjenost: Prisotnost vrste *E. echinata* je dokazana v *nodosa* – R. Z. in *abneptis* – I. Z. omenjenih slovenskih nahajališč.

*Epigondolella hungarica* Kozur & Vegh, 1972
Tab. 17, sl. 1a-d

Material: trije primerki iz Želina To 19027/5 (1740).

Primerjava: Najdeni element iz Želina je najbolj podoben elementom vrste *E. mungoensis* (Diebel), od katerih se loči po gladki zgornji površini platforme. Nabuhlini na enem lateralnem robu platforme upodobljenega primerka nakazujeta najzgodnejšo fazo filogenetskega prehoda v vrsto *E. mungoensis*, ki se od vrste *E. hungarica* razlikuje po jasnih in številnih vozličkih.

Razširjenost: S tokratnimi raziskavami je ugotovljena prisotnost omenjene vrste v langobardskih plasteh (*hungarica* – Sz.) pri Želinu.

*Epigondolella mostleri* Kozur 1972
Tab. 21, sl. 1a-c, 2a-e, 3a-b

1972 *Epigondolella mostleri* Kozur n.sp. – Kozur & Mock, 9–10, Taf. 1, Fig. 8.
1972 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) – Kozur, Taf. 2, Fig. 8, 9.
1972 *Epigondolella mostleri* (Kozur) – Kozur & Mostler, Taf. 1, Fig. 8–11.
1974 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) – Kozur, 23–24.
p. 1976 *Epigondolella abneptis* (Huckriede) – Budurov, 103, Taf. 2, Fig. 20–21.
1977 *Epigondolella? mostleri* Kozur – Sweet v Ziegler (ed.), 175–176, *Epigondolella* – Pl. 3, Figs. 2a-c.

1978 *Tardogondolella mostleri* (Kozur) – Mirauta & Gheoghian, Pl. 2, Fig. 2.
1980a *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) emend. – Kovacs & Kozur, 572–574, Pl. 5, Fig. 1–4.
1980b *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) – Kovacs & Kozur, Taf. 8, Fig. 4a, b, c.
1982 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) – Gaal, Pl. 11, Figs. 10, 11.
1983 »*Epigondolella*« *mostleri* (Kozur) – Krystyn, Taf. 8, Fig. 4–6

Material: štirinajst primerkov iz Škrjanca CE/1–2b, c, d (1858, 1788) in dva primerka iz Straže CE/2–5 (1863).

Opis: Elementi te vrste imajo suličasto platformo, ki je najširša v prednjem delu in se proti zadnjemu robu hitro zoži. Vsi primerki se končajo koničasto. Celotna dolžina elementov se giblje med 0,29 in 0,58 mm, celotna širina in višina elementov pa med 0,09 in 0,22 mm. Lateralni robovi platforme imajo nepravilno razporejene zobe; teh je do 9. Najdeni primerki predstavljajo različne ontogenetske stadije. Adultni primerki (tab. 21, sl. 2a-d) imajo dobro razvito platformo trikotne oblike z večjim številom lateralnih zob. Intermediarni primerek (tab. 21, sl. 1a-c) pa ima platformo z dvema zobema razvito le v osrednjem delu elementa.

Karina je sestavljena iz sedmih do devetih zob z dolgimi prostimi konicami, zobje prostega lista so najvišji. Zadnji zob karine je zlit s platformo in skupaj oblikujeta koničasti zadnji rob elementa. Drugi ali tretji zob od zadaj najprej leži nad bazalno jamico in po velikosti izstopa od sosednjih. Visok gredelj se v osrednjem delu platforme, kjer obdaja podolgovato bazalno jamico, razširi in se za njo nadaljuje v koničastem kraku skoraj do zadnjega roba elementa.

Primerjava: Po mnenju Kovacsa in Kozurja (1980a) se je vrsta *E. mostleri* razvila iz *E. japonica* (Hayashi), ki ima še gladko platformo. Kot dokaz navajata primer profila na Madžarskem, kjer so v spodnjem delu le primerki vrste *E. japonica*, ki jih preko prehodnih oblik v vrhnjem delu zamenjajo elementi vrste *E. mostleri*.

Kovacs & Kozur (1980a) navajata tudi homeomorfijo vrste in podvrste *E. mungoensis catalana* (Hirsch), vendar se razlikujeta zaradi asimetrične platforme *E. mungoensis catalana* in majhne velikosti *E. mostleri*.

Razširjenost: Elemente te vrste so doslej našli na številnih nahajališčih evropskega dela Tetide zgornjelangobardske in cordevolske starosti, v Sloveniji se pojavlja v *foliata* – R. Z. (ladinijsko-karnijska stopnja) nahajališč Škrjanec in Straža.

*Epigondolella mungoensis* (Diebel 1956)
Tab. 17, sl. 3a-b; tab. 18, sl. 1a-d; tab. 21, sl. 4a-b, 5a-c

Material: trije primerki iz profila severno od Zabukovice CE Z 5c 1 (2036), CE 25a (1789), deset primerkov iz Škrjanca CE/1-2b, d (1858, 1788) in po en primerek iz profilov Straža CE/2-5 (1863) in Oblakovega vrha DA 21/4, 6, 8, (1222b, d, e).

Primerjava: Za konodontne združbe z nahajališč v okolici Celja je značilna majhna velikost elementov vseh konodontnih vrst. Tudi razlika v velikosti primerkov vrste *E. mungoensis* iz Škrjanca, profila severno od Zabukovice in primerka iz Dol je očitna. Slednji je skoraj dvakrat večji od drugih primerkov te vrste, ki sem jih našla v preostalih preiskovalnih prostorih. Razliko v velikosti primerkov bi lahko razložili z različnimi življenjskimi razmerami in starostno stopnjo primerkov. Element iz Dol predstavlja gerontno obliko, kar dokazujejo številni vozlički na lateralnih robovih platforme in širok gredelj s težnjo po cepitvi.

Razširjenost: V raziskanih slovenskih nahajališčih se vrsta *E. mungoensis* nahaja v amonitni coni *Pro. archelaus* Z. in v *foliata* – R. Z. ter spodnjem delu *polygnathiformis* – A. Z. konodontnih con.

*Epigondolella nodosa nodosa* (Hayashi)
Tab. 28, sl. 5.

Material: oseminpetdeset primerkov iz Kozje dnine 2020/7, Davče 20, 23, 21, 22, Žbonta 28, 29, 30 in s Šmarjetne gore 11/1, 9/1, 9/2.

Razširjenost: Na raziskovanih slovenskih nahajališčih se ta vrsta pojavlja v *nodosa* – R. Z. (tuvalska podstopnja norijske stopnje).

*Epigondolella nodosa carpathica* (Mock 1979)
Tab. 24, sl. 5 a-b

p. 1968a *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) – Mosher, 939–949 Pl. 118, Figs. 17, 19.
p. 1968b *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) – Mosher, Pl. 120, Figs. 13, 14.
1979 *Gondolella carpathica* n. sp. – Mock, 172–173, Taf. 1, Fig. 1–5.
1980b *Gondolella carpathica* Mock. – Kovacs & Kozur, Taf. 10, Fig. 5, 6.
1981b *Gondolella nodosa carpathica* Mock. – Sudar, 246–247, Taf. 2, Sl. 1–4.
1987 *Paragondolella carpathica* (Mock) – Vrielynck, 161–162, Pl. 6, Figs. 4–9.

Material: osem primerkov iz Kozje dnine 2020/5, 6, 7 (1991, 1984, 1990).

Opis: Platforma konodontov te vrste je močno usločena in zavzema približno 2/3 celotne dolžine elementa. Robovi platforme so močno odebeljeni, zadnji rob je oglat. Na sprednjem delu platforme so trije vozli, ki so jasno vidni od strani. Karino sestavlja do 13 zob, zadnji je nizek, odebeljen in stoji osamljen. Zobje prostega lista so visoki. Gredelj je širok, njegov zadnji del je oglat. Bazalna jamica leži terminalno.

Primerjava: Opisana vrsta se razlikuje od vrste *N. polygnathiformis* po prisotnosti treh vozlov na sprednjem delu lateralnih robov, medtem ko ima podvrsta *E. nodosa nodosa* (Hayashi) številnejše vozličke razvrščene vzdolž večjega dela lateralnih robov. Zaradi omenjenih značilnosti so številnejši avtorji ugotovili, da predstavlja podvrsta *E. nodosa carpathica* vmesno stopnjo razvoja od vrste *N. polygnathiformis* k *E. nodosa nodosa* (Sudar 1981b, Vrielynck, 1987), medtem ko jo je Mock (1979) opisal kot samostojno vrsto.

Razširjenost: Ta podvrsta je doslej poznana le iz tuvalske podstopnje (amonitni coni *Tropites subbulatus* in *Klamathites macrolobatus*) številnih nahajališč Evrope in Nevade, v Sloveniji se nahaja v plasteh *nodosa* – R. Z. (karnijska stopnja) Kozje dnine.

*Epigondolella primitia* Mosher

Material: sedem primerkov iz Davče 19/1, 2 in Žbonta 28.

Razširjenost: V obeh navedenih lokalitetah se vrsta *E. primitia* pojavlja v *nodosa* – R. Z.

Genus *Neogondolella* Bender & Stoppel 1965
*Neogondolella bulgarica* (Budurov & Stefanov 1975)
Tab. 16, sl. 1a-b

Material: trije primerki z lokalitet Jagršče JA 6 (2054).

Razširjenost: Prisotnost vrste *N. bulgarica* je tokrat dokazana v anizijskih plasteh (*bulgarica* – R. Z.) pri Jagršcah.

*Neogondolella celeiana* Kolar-Jurkovšek 1990
Tab. 22, sl. 1a-c, 2a-d, 3a-c

1989b (1990) *Neogondolella celeiana* n. sp. – Kolar-Jurkovšek, 220, Pl. 1, Figs. 1–3.

Material: trinajst primerkov iz Škrjanca CE/1-2b, d (1858, 1788) in po dva primerka iz Straže CE/2-5 (1863), CE/2-2 (1856), CE/2-1 (1860).

Primerjava: Ta vrsta stoji najbližje vrsti *N. constricta*, saj obe označuje majhna velikost in v srednjem delu nižja karina. *N. celeiana* se od *N. constricta* razlikuje po obsežni bazalni jamici in njenem zašiljenem zadnjem delu. Vrsta *N. celeiana* verjetno predstavlja slepo vejo v razvoju neogondolel, ki je izšla iz vrste *N. constricta*.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le iz langobardsko-cordevolskih plasti (*foliata* – R. Z.) v okolici Celja (Škrjanec, Straža).

*Neogondolella foliata foliata* (Budurov 1975)
Tab. 25, sl. 2a-b, 3, 4

p. 1975 *Paragondolella foliata* n. sp. – Budurov, 79–81, Taf. 1, Fig. 2, 9–10, ? 11–12, 14, ? 15, 16, 19–22.

1983 *Gondolella foliata foliata* (Budurov) – Kovacs, 108–110, Pl. 2, Figs. 1–2, Pl. 3, Fig. 1.

Material: trije primerki iz Škrjanca CE/1-2c (1788) in po dva primerka iz profilov severno od Zabukovice CE 5c2 (2036), CE Z5b (2035), Kukle BE 4594 (1956).

Opis: Element je raven, le zadnji del je usmerjen navzdol. Platforma je razvita v zadnji polovici elementov in se spredaj enakomerno zožuje, lateralna robova sta pokrita s satasto mikrostrukturo. Karino sestavlja 11 do 15 približno enako visokih zob, ki imajo dolge proste konice in glede na spodnji rob stojijo skoraj pravokotno. Zadnji zob stoji osamljen. Večina zgornjega in spodnjega roba elementa je ravna in vzporedna. Gredelj je ozek in je razširjen le v zadnji četrtini dolžine, kjer je visok in obkroža ovalno bazalno jamico.

Primerjava: Evolucijo langobardsko-cordevolskega dela debla excelsa, ki zajema vrsti *N. polygnathiformis* in *N. tadpole* (Hayashi) in podvrsti *N. foliata foliata* (Budurov) in *N. foliata inclinata* (Kovacs) je natančno opisal Kovacs (1983). Ker so njegovi sklepi utemeljeni, sem pri določevanju omenjenih vrst oziroma podvrst upoštevala njegove ugotovitve.

Podvrsta *N. foliata inclinata* se od podvrste *N. foliata foliata* razlikuje po rahli usločenosti celotnega elementa in naraščajoči višini karine v smeri proti zadnjemu robu.

Vrsta *N. tadpole* se od podvrste *N. foliata foliata* razlikuje po platformi, krajši od polovice dolžine elementa in z značilno *tadpole*-oblikovano platformo, pri kateri se prednji rob konča stopničasto. Kovacs (1983) je našel številne prehodne oblike med vrstama *N. foliata foliata* in *N. tadpole*. Mejo med obema oblikama je postavil pri oblikah, katerih prosti list je krajši od polovice karine.

Starost: Za to podvrsto Kovacs (1983) navaja, da je značilna za plasti od zgornjelangobardske do julske starosti, v Sloveniji se javlja v *foliata* – R. Z. (langobardsko-cordevolska podstopnja) Škrjanca, Zabukovice in Kukle.

*Neogondolella foliata inclinata* Kovacs 1983
Tab. 25, sl. 1a-c

1983 *Neogondolella foliata* Budurov – Kolar-Jurkovšek, 342, Tab. 2, sl. 2a-b.
1983 *Gondolella foliata inclinata* n. subsp. – Kovacs, 110–112, Pl. 1. figs. 1–4; pl. 3, figs. 2–4.

Material: dva primerka iz Svetine S 6 (1293).
Primerjava: je podana pri podvrsti *N. foliata foliata* Budurov.
Razširjenost: Po podatkih Kovacsa (1983) se omenjena podvrsta pojavlja v plasteh od spodnjega dela langobardske pa do zgornjega dela julske podstopnje na celotnem področju Tetide, razen v sefardski provinci; v Sloveniji je doslej najdena v langobardsko-cordevolskih plasteh (*foliata* R. Z.) profila na Svetini.

*Neogondolella oertlii* (Kozur 1980)

Material: pet primerkov iz Kozje dnine 2020/2, 12a (1985, 1847).
Razširjenost: Navedena vrsta je tokrat ugotovljena v *polygnathiformis* – A. Z.

*Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov 1965)
Tab. 24, sl. 3a-b, 4a-b, tab. 26, sl. 4, 5

Material: stotrinajst primerkov s Sv. Magdalene II CE 5–3, 5–4, 5–5 (1869, 1861, 1872), iz Svetine S 6, S 12, S 15 (1293, 1294, 1295), Zabukovice Z 5a, Z 3, Z 3a, Z 2 (1789, 2034, 2032), Šupce 1, 15 + 16, 46 (1579, 1574, 1576) in Kozje dnine 2020/2, 3, 12a (1985, 1987, 1901).
Razširjenost: Prisotnost vrste *N. polygnathiformis* je s tokratnimi raziskavami potrjena v *foliata* – R. Z, *polygnathiformis* – A. Z. in *nodosa* – R. Z. v slovenskih nahajališčih.

*Neogondolella steinbergensis* (Mosher 1968)

Material: šest primerkov s Šmarjetne gore 10/1, 10/3, 5/1, 4 (1245/1, 1245/3, 1240, 1239).
Razširjenost: Omenjena vrsta je ugotovljena v norijskih plasteh (*abneptis* – I. Z., *postera* – A. Z. in *bidentata* – R. Z.) Šmarjetne gore.

*Neogondolella trammeri* (Kozur 1972)
Tab. 16, sl. 3a-c, 6a-b

p. 1972 *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur n. subsp. – Kozur & Mock, 13, Taf. 1. Fig. 3, 4, 7.
1975 *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur – Trammer, Pl. 25, Fig. 1.
1979 *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur – Mietto & Petroni, 9, Tav. 2, Fig. 3, 5.
1980b *Gondolella trammeri* Kozur emend. – Kovacs & Kozur, Taf. 6, Fig. 6–8.
1980 *Gondolella trammeri* Kozur – Krystyn, Pl. 11, Fig. 3.
1981 *Gondolella trammeri* Kozur – Mietto & Petroni, 555.
1983 *Gondolella trammeri* Kozur – Krystyn, 239, Taf. 1, Fig. 5, Taf. 2, Fig. 5, 6, Taf. 3, Fig. 3, 4.
1987 *Gondolella trammeri* Kozur – Vrielynck, 146–148, Pl. 3, figs. 16–21.

Material: dva primerka s Pokljuke BE 8569/1 (1844) in BE 8569/3 (1845) ter sedem primerkov od Dol DA 18/A, 18/B, 18/C, 18/D in 18/E (1848, 1849, 1851, 1852).

Opis: Elementi te vrste imajo enakomerno široko platformo, ki se razteza po skoraj celotni dolžini elementov in pušča prosta le prva dva zoba karine. Zadnji rob platforme je izoblikovan v ozek okrajec polkrožne oblike. Lateralni robovi platforme so posuti s satasto mikrostrukturo. Na karini je od 8 do 12 zob, ki se proti prednjemu robu le nekoliko višajo. Nizek in top zadnji zob je z vrzeljo ločen od sosednjega. Na aboralni strani je razvit ozek in visok gredelj, ki se na zadnjem delu razširi in kot dvignjena zanka obkroža bazalno jamico.

Primerjava: Nekateri primerki niso najbolje ohranjeni, vendar so na vseh poleg glavnih značilnosti platforme prisotne tudi za to vrsto značilne dolge in dvignjene zanke ter visoke karine. V vseh omenjenih značilnostih se najdeni primerki popolnoma skladajo s primerki, ki so jih upodobili Kovacs & Kozur (1980b) in Krystyn (1983).

Razširjenost: Od amonitne *curionii* do amonitne cone *archelaus* Tetidine province, le iz Grčije jo Krystyn (1983) navaja že v spodnjem fassanu (plasti z *Nevadites*). Na področju Slovenije je ta vrsta ugotovljena v *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) nahajališč Pokljuka in Dole.

Genus *Neospathodus* Mosher 1968

*Neospathodus newpassensis* Mosher 1968

Tab. 23, sl. 1

1966 *Spathognathodus* cf. *cristagalli* Huckriede – Ishii & Nogami, Pl. 1, figs. 9, 10.
1968a *Neospathodus newpassensis* n. sp. – Mosher, 931, Pl. 115, figs. 5, 6, 9.
1971 *Neospathodus newpassensis* Mosher – Sweet et al., Pl. 1, Fig. 16.
1973 *Neospathodus newpassensis* Mosher – Koike, 108, Pl. 16, Figs. 11–14, Pl. 17, Fig. 7.
1973 *Xaniognathodus newpassensis* (Mosher) – Ziegler (ed.), 485, Xaniognathodus – Pl. 1, Fig. 6.
1977 *Xaniognathodus* cf. *X. newpassensis* (Mosher) – Goel, 1099, Pl. 2, Fig. 14.
1979 *Neospathodus newpassensis* Mosher – Clark et al., Pl. 1, Fig. 6.
1980b *Mosherella newpassensis* (Mosher) – Kovacs & Kozur, Taf. 7, Fig. 8.

Material: trije primerki iz Škrjanca CE/1-2b (1858).

Opis: Element predstavlja nekoliko obokan in sploščen list in ima vzporedno z bazo izraženo izboklino. Oralna stran elementa je bolj obokana kot aboralna. Noben zob ni razvit v glavnega, le njihova višina se veča v smeri proti apeksu; za njim se nižajo še štirje zobje. Bazalna votlina leži na zadnji tretjini elementa.

Primerjava: Primerki iz Škrjanca popolnoma ustrezajo prvemu opisu. Že Mosher (1968a) je opozoril na podobnost tega elementa z anizijsko vrsto *N. kockeli* (Tatge) (=*N. microdus* Mosher sensu *Mosher*, 1968a). Ta vrsta ima dobro izražen glavni zob, ki se odlikuje ne le po višini, marveč tudi debelini, sam element pa nima nabrekline na aboralni strani. Zadnja veja elementov vrste *N. kockeli* nosi največ dva, vrsta *N. newpassensis* pa do štiri zobe.

Razširjenost: Ladinijska do karnijska stopnja Tetidinega področja; v Sloveniji je ta vrsta ugotovljena v ladinijsko-karnijski stopnji (*foliata* – R. Z.).

Phyllum **Chordata**
Subphyllum **Vertebrata**
Classis **Chondrichtyes**
Subclassis **Elasmobranchii**

Familia Nurrellidae Pomesano Cherchi 1967
Genus *Nurrella* Pomesano Cherchi 1967
*Nurrella citae* Pomesano Cherchi 1967

1967 *Nurella citae* gen. n., sp. n. – Pomesano Cherchi, 236–237, Tav. 12, fig. 1–3; tav. 21, fig. 1–16.

Material: pet primerkov s Pokljuke BE 8569 (1844) in iz Kozje dnine BE 2020/1, 3, 7 (1981, 1992, 1990).

Opis: Baza je romboidna s pulpno votlino, konkavno-konveksna lamina je debela, pentaloidne oblike. Dorzalna stran lamine je gladka.

Razširjenost: Ta vrsta je doslej poznana le iz srednjega in iz zgornjega dela italijanskega muschelkalka, v Sloveniji se nahaja v plasteh *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) Pokljuke in karnijskih plasteh (*polygnathiformis* – A. Z. in *nodosa* – R. Z.) Kozje dnine.

*Nurrella costata* Pomesano Cherchi 1967
Tab. 30, sl. 5a, b

1967 *Nurrella costata* gen. n., sp. n. – Pomesano Cherchi, 237, Tav. 12, Fig. 4; Tav. 13, Fig. 8; Tav. 21, Fig. 17–21; Tav. 22, Fig. 1–17.
1976 *Nurrella costata* Cherchi – Krivic & Premru, Tab. 3, sl. 4.

Material: štirje primerki iz Kozje dnine BE 2020/2, 7 (1985, 1990) in po dva s Pokljuke BE 8569 (1944), 8307 (1845).

Opis: V sredini konkavne baze je pulpna votlina (jamica). Lamina je konkavno-konveksna in precej debela. Na dorzalni strani lamine se razteza pet vzporednih reber.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana iz zgornjega dela italijanskega muschelkalka in langobardskih plasti pri Gornjem Mokronogu v Sloveniji, Pantićeva (1969) jo omenja tudi iz anizijskih plasti v vzhodni Srbiji. S tokratnimi raziskavami v Sloveniji je *N. costata* ugotovljena v ladinijski *trammeri* – R. Z. Pokljuke ter karnijskima *polygnathiformis* – A. Z. in *nodosa* – R. Z. Kozje dnine.

*Nurrella maxiai* Pomesano Cherchi 1967
Tab. 30, sl. 3, 4

1967 *Nurrella maxiai* gen. n., sp. n. – Pomesano Cherchi, 239–240, Tav. 13, Fig. 5, Tav. 22, fig, 18–22; Tav. 23, Figs. 11–13.

Material: pet primerkov iz Jagršč JA 6 (2054) sedem s Pokljuke BE 8570 (1846), 8569 (1844) in trije primerki iz Šupce BE 7259/15 + 16 (1574).

Opis: Razširjena baza je konkavna, v sredini ima pulpno votlino. Lamina je konkavno-konveksna, na dorzalni strani potekajo tri nizka rebra. Srednje rebro se podaljšuje v zob.

Razširjenost: Ta vrsta je bila doslej opisana iz srednjega in zgornjega dela italijanskega muschelkalka, v Sloveniji je ugotovljena v *bulgarica* – R. Z. (anizijska stopnja), *trammeri* – R. Z. (ladinijska stopnja) in *polygnathiformis* – A. Z. (karnijska stopnja).

*Nurrella vardabassoi* Pomesano Cherchi 1967
Tab. 30, sl. 7a-c

1967 *Nurrella vardabassoi* gen. n., sp. n. – Pomesano Cherchi, 240–241, Tav. 13, Fig. 6, Tav. 23, Figs. 1–10, 14–16.
1967 *Nurrella vardabassoi* Cherchi – Krivic & Premru, 19, Tab. 3, sl. 5, 6.

Material: trije primerki z Oblakovega vrha DA 21/4, 8 in pet iz Kozje dnine 2020/1, 2.

Opis: Baza je romboidna in ima jasno vidno pulpno votlino. Konkavno-konveksna lamina se distalno stanjšuje. Na dorzalni strani so po tri rebra, ki se končajo z zobom; od teh je srednji najdaljši.

Razširjenost: Primerki te vrste so opisani iz zgornjega dela muschelkalka v Italiji ter langobardskih plasti pri Gornjem Mokronogu; v slovenskih nahajališčih je *N. vardabassoi* ugotovljena v amonitni coni *Pro. archelaus* Z. in konodontni coni *polygnathiformis* – A. Z.

## Microfauna of Middle and Upper Triassic in Slovenia and its biostratigraphic significance

### Summary

The results of several years of studies of pelagic Triassic beds in Slovenia are described herein. The investigations were made in the frame of the Basic geological map of SFR Yugoslavia at 1: 100 000 and detailed geological maps for needs of economic geology and special individual research projects funded by the Research Community of Slovenia. Although initial focus of the investigations was mainly the study of conodont elements, the author started also the determination of rich and diversed associated microfauna, which was found both in the heavy and light fractions of the "conodont" samples.

This study deals with entire isolated microfauna from twenty-four Middle and Upper Triassic localities from Slovenia: Jagršče, Dole, Pokljuka, Gorenja Trenta, Želin, Oblakov vrh, Železnica, Straža, Škrjanec, Sv. Magdalena I and II, Svetina, Zabukovica, Podrečje, Trnjava I and II, Šupca, Mlinarica, Kukla, Beli potok, Kozja dnina, Davča, Žbont and Šmarjetna gora (Fig. 1). Stratigraphic columns of selected sections, which were measured from 1983 to 1987, are shown in Figures 3, 4, 6–13 and 20–23. Individual sections are presented on various scales, depending upon the scope of the study and importance of obtained results. The legend of used symbols in stratigraphical columns of investigated localities and explanation of abbrevations of fossil generic names appear in Figures 3 and 4.

Triassic sedimentary beds have a wide extension in Slovenia and they were therefore the object of numerous geological studies. The age of these beds was in part proved by macrofossils, and most frequently by microfossils which were found in

thin sections. Although Beckmann's method of dissoluting limestones was introduced to paleontological examinations in Slovenia already at the end of the sixties, it became a substantial part of most systematic investigations of Triassic beds in the last ten years only. The reason lies in the short vertical and broad horizontal distribution of certain conodonts on the basis of which the exact age of investigated beds can be established. Finds of conodonts therefore in many cases solved the problem of exact geologica age, especially where index fossils were absent or poorly preserved.

In the recent few years the mentioned method was supplemented with studies of other present microfossils. Final product of this method, after bromoform separation, are the heavy and the light rock fractions. The fossil inventory of the heavy fraction consists beside conodonts also fish remains and other pyritized or limonitized microfossils. In assemblages of light fractions occur mostly foraminifers, radiolarians, sponges, ostracods and echinoderms. Detailed examination of the conodont sample, i.e. of the acid insoluble residue, exibit the complete composition of the microfossil assemblage. On the ground of performed investigations it can be concluded that among all present microfossils the conodonts are of the highest stratigraphic value. The advantage of this analysis with respect to thin sections lies in the possibility to examine a larger volume of the studied rock, and to study microfossils from various directions, since the examined individuals occur isolated.

For biostratigraphic subdivision of studied Middle and Upper Triassic sections in Slovenia the platy conodonts of genera *Neogondolella, Epigondolella* and *Pseudofurnishius* are important. Conodont zonation proposed herein encompasses the rocks that are of Anisian, Ladinian, Carnian and Norian in age. Following nine conodont zones and one subzone are distinguished: *bulgarica* – R. Z., *trammeri* – R. Z., *hungarica* – Sz., *foliata* – R. Z., *murchianus* – A. Z., *polygnathiformis* – A. Z., *nodosa* – R. Z., *abneptis* – I. Z., *postera* – A. Z. and *bidentata* – R Z. The vertical distribution of the examined conodont species with established conodont zones in Slovenia is shown in Figure 24. The results of investigations of Middle and Upper Triassic conodonts in Slovenia indicate the attribution of the majority of studied areas to the Dinaric conodont province of the Tethyan realm (Fig. 25). In the interval of the Langobardian and Cordevolian substages in the area of Slovenia the presence of the Sephardic conodont province could be established on the basis of the characteristic element *P. murchianus*.

In cases where conodonts are absent, but other microfauna is present, the exact age determinations of investigated beds was difficult. In most cases only the stage could be established, and even that only after comparison with the development of the wider region. Limestone samples collected from measured sections have yielded rich assemblages of foraminifers, radiolarians, sponge spicules, ostracods, echinoderms, conodonts, and fish remains. Nine species of ostracods, seven species of holothurians, twenty species and four subspecies of conodonts and four species of fish scales have been examined. Sixteen types of sponge spicules have been recognized (Fig. 26). Among twenty-seven presented radiolarian species one new genera *Bogdanella* and seven new species *Pseudostylosphaera slovenica, P. sudari, Sepsagon ? aequispinosus, Pterospongus bogdani, Bogdanella trentana, Pentaspongodiscus julicus* and *Praeheliostaurus undulatus* have been previously described (Kolar-Jurkovšek, 1989a) as well as the ostracod species *Polycope ladinica* n. sp. and the conodont species *Neogondolella celeiana* (Kolar-Jurkovšek, 1989b). Over half the species are first finds on the territory of Yugoslavia.

**Tabla 1 – Plate 1**

Srednji in zgornji trias; anizijska in karnijska stopnja; bitinsko-pelsonska in cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle and Upper Triassic; Anisian, Carnian; Bithynian, Cordevolian-Tuvalian

*1, 2* *Ammodiscus* sp.
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/15+16 (1574)
*3, 4* Nodosariidae
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/44 (1570, 1572)
*5* *Lenticulina* aff. *thuringica* (Franke)
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2053)
*6* *Nodosaria* sp.
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*7* ?*Rectoglandulina* sp.
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*8, 10* ?*Dentalina* sp.
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*9* *Nodosinella* cf. *rostrata* Trifonova
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)

Vse slike so 100 × povečane razen sl. *1, 2* 60 ×
All figures are 100 × magnified except figs. *1, 2* 60 ×


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

**Tabla 2 – Plate 2**

Srednji trias; ladinijska stopnja; langobardska podstopnja
Zgornji del *Epigondolla hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.); Oblakov vrh DA 21/8 (1223)

Middle Triassic; Ladinian; Langobardian
Upper part of the *Epigondolella hungarica* – Sz. and lower part of the *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.) Oblakov vrh DA 21/8 (1223)

*1, 2* *Tolypammina discoidea* Trifonova; 60 ×
*3, 4* *Nodobacularia vujisici* Urošević & Gazdzicki; 200 ×
*5a, b* *Glomospirella* sp.; 140 ×
*6* *Hemigordius* sp.; 175 ×
*7* *Opthhalmidium exiguum* Zaninetti; 70 ×
*8a, b* *Lituotuba rotula* (Gutschick & Treckman); 200 ×
*9, 10* *Nodophthalmidium anae* Gheorghian, 200 ×
*11* *Ammodiscus* sp., 140 ×
*12* *Ammodiscus semiconstrictus* Waters; 140 ×

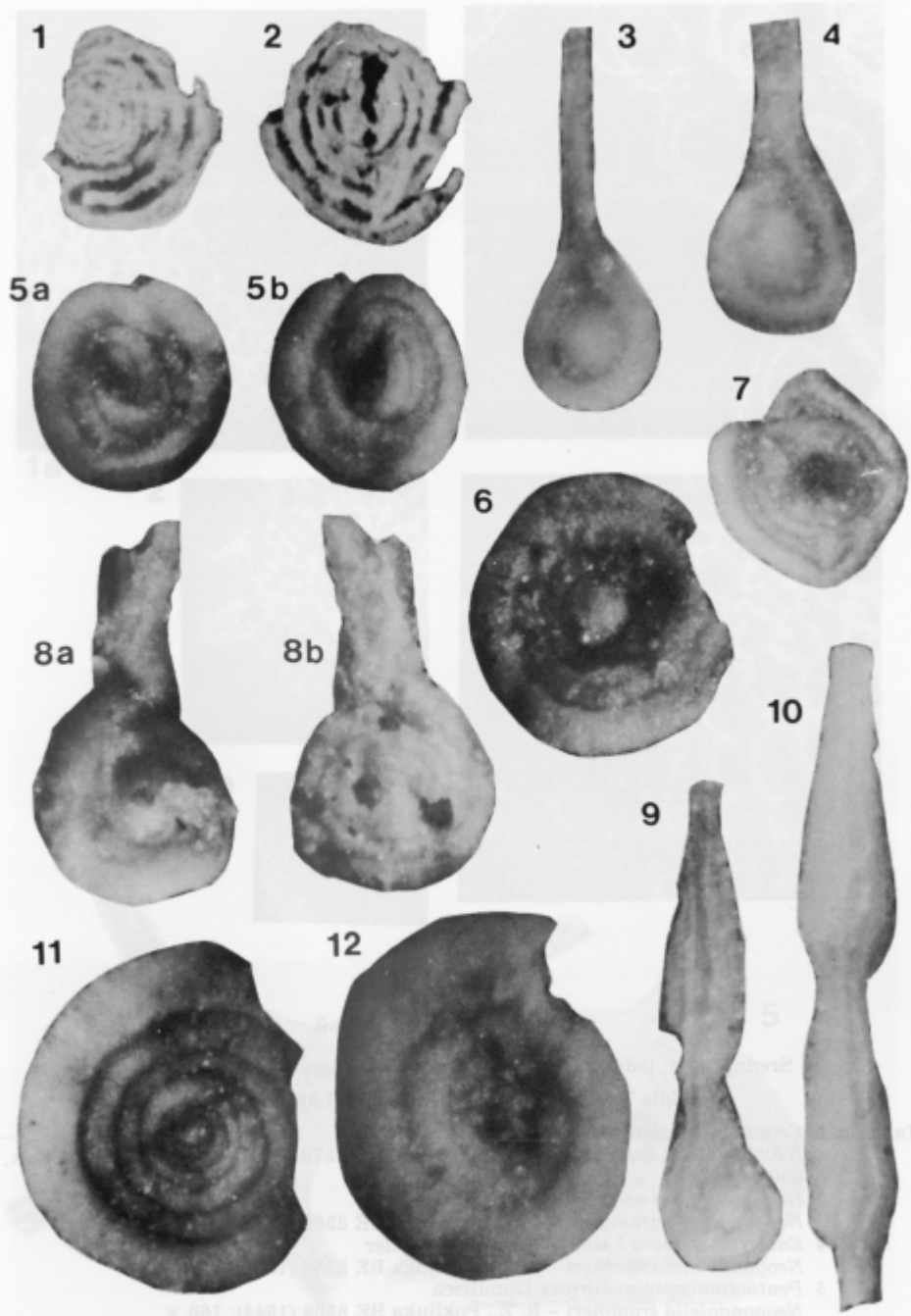

1
2
3
4
5a
5b
7
6
8a
8b
10
9
11
12

**Tabla 3 – Plate 3**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

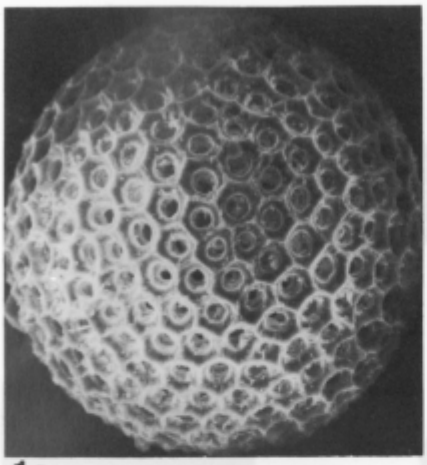
Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1a, b, 3a, b* *Cenosphaera clathrata* Parona
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 300 ×, 1000 ×, 130 ×, 600 ×

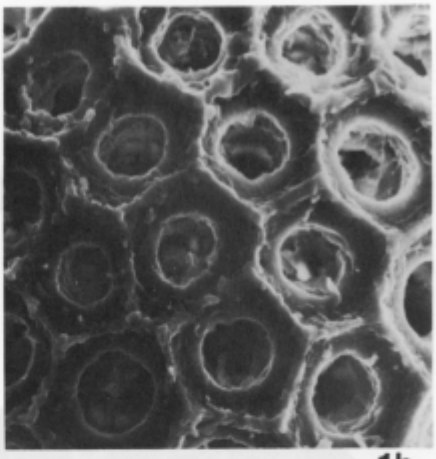
*2* *Helioentactinia oertlii* (Kozur & Mostler)
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 130 ×

*4* *Entactinosphaera ? simonii* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 160 ×

*5* *Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 160 ×

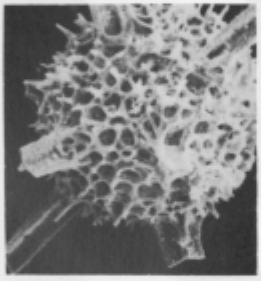


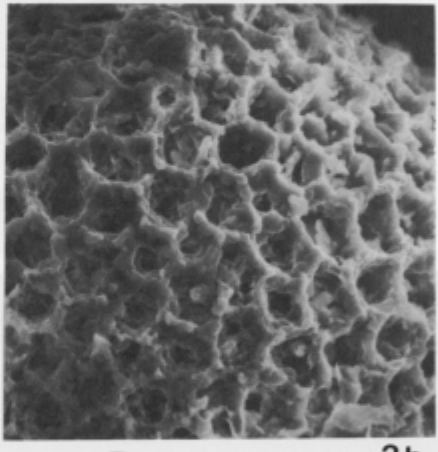
1a



1b

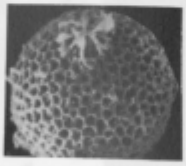
2



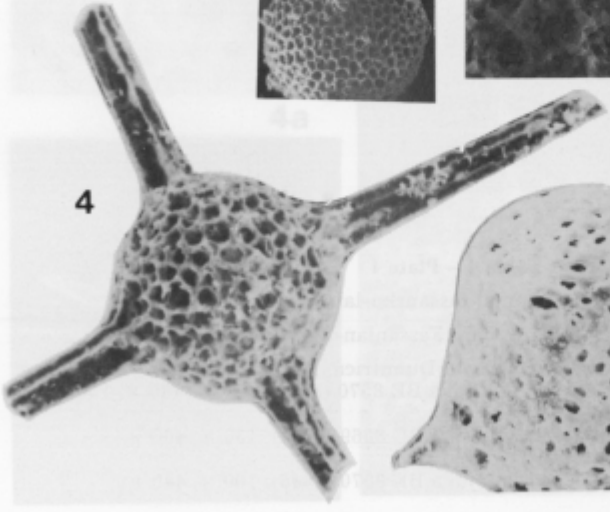


3b

3a



4



5

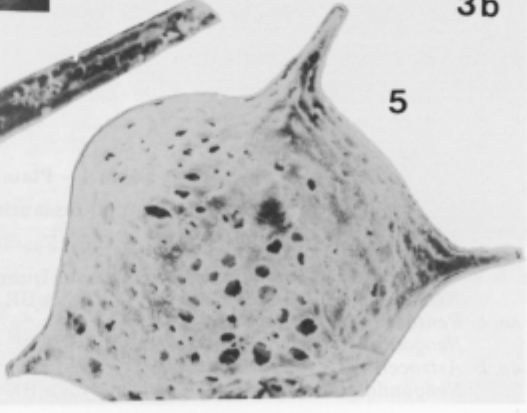
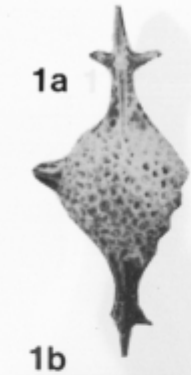


**Tabla 4 – Plate 4**

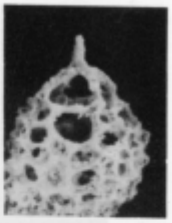
Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

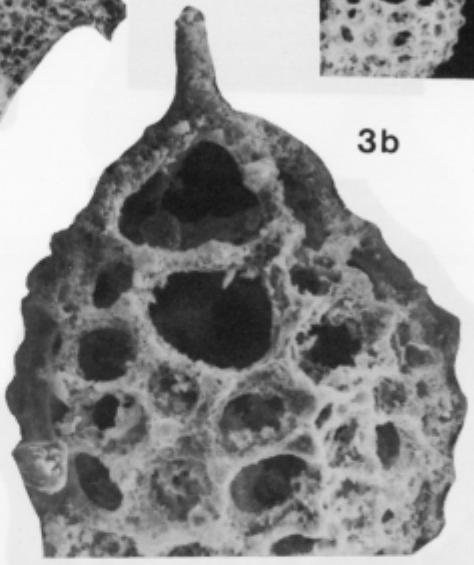
Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1a, b, 2* *Staurocontinum? trispinosum ladinicum* Dumitrica, Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 160 ×, 480 ×, 130 ×
*3a, b* *Pentactinocarpus* sp.
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 130 ×, 400 ×
*4a, b* *Astrocentrus ? latispinosus* (Kozur & Mostler)
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 100 ×, 440 ×

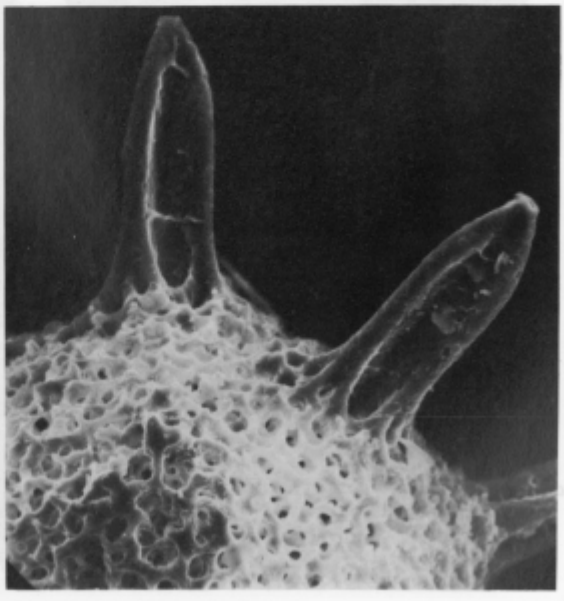

1a


2


3a


3b


1b


4b

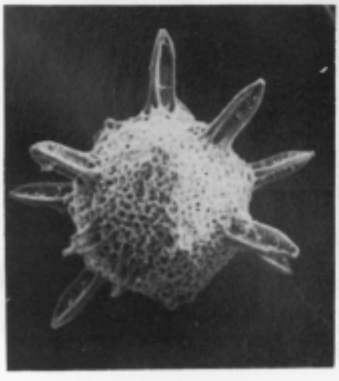

4a

**Tabla 5 – Plate 5**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

1 *Pseudostylosphaera gracilis* Kozur & Mock
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 150 ×
2 *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura)
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 100 ×
3 *Heliosoma ? mocki* (Kozur & Mostler)
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 100 ×
*4a, b, 5a, b* *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst)
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka, sl. *4a, b* BE 8570 (1846); sl. *5a, b* BE 8569 (1844); 130 ×, 600 ×, 130 ×, 480 ×
*6a, b* *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 131 ×, 600 ×

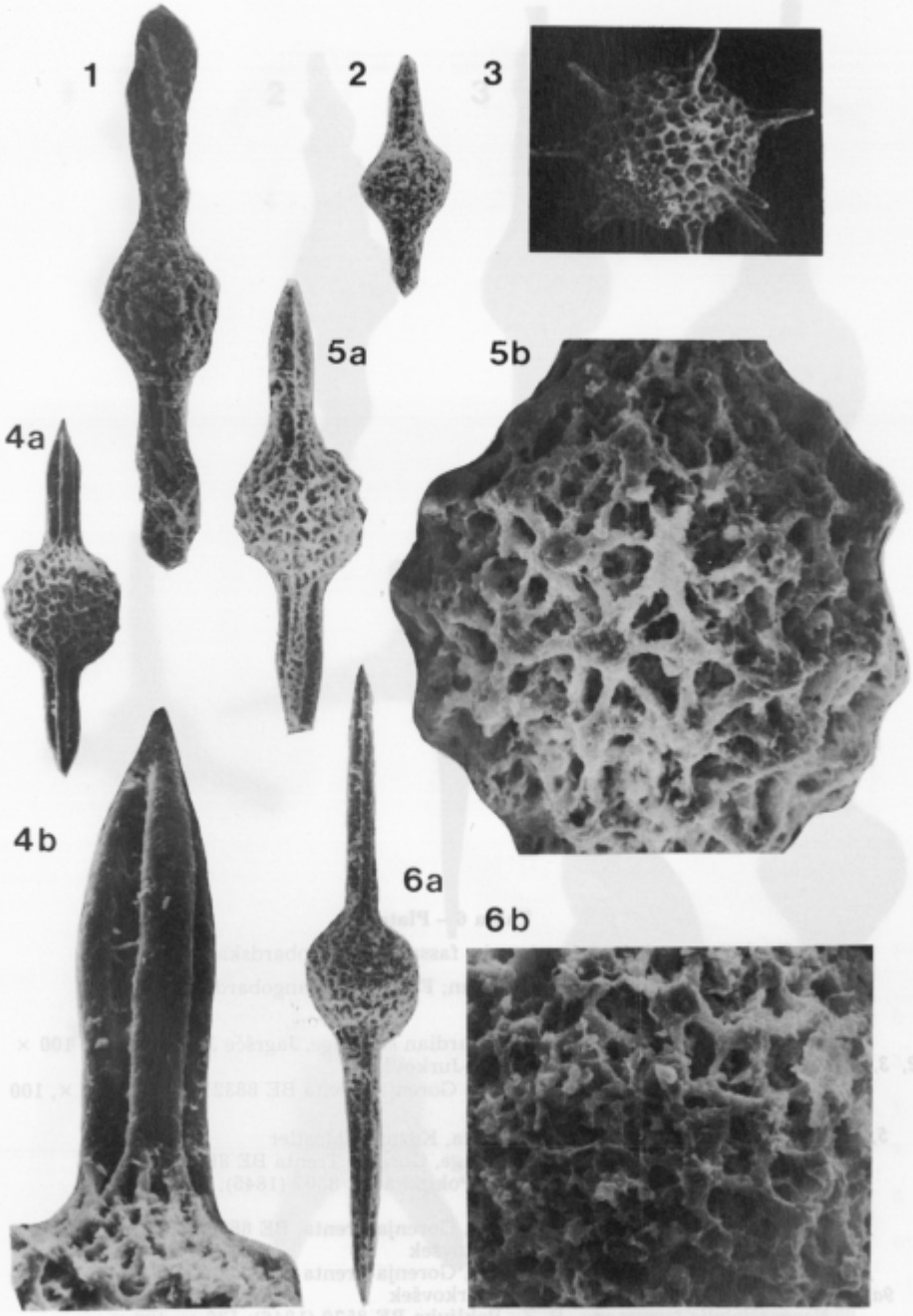

1
2
3
5a
5b
4a
4b
6a
6b

**Tabla 6 – Plate 6**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1* *Pseudostylosphaera* sp.
Langobardska podstopnja – Langobardian substage, Jagršče JA 14, (2028); 100 ×

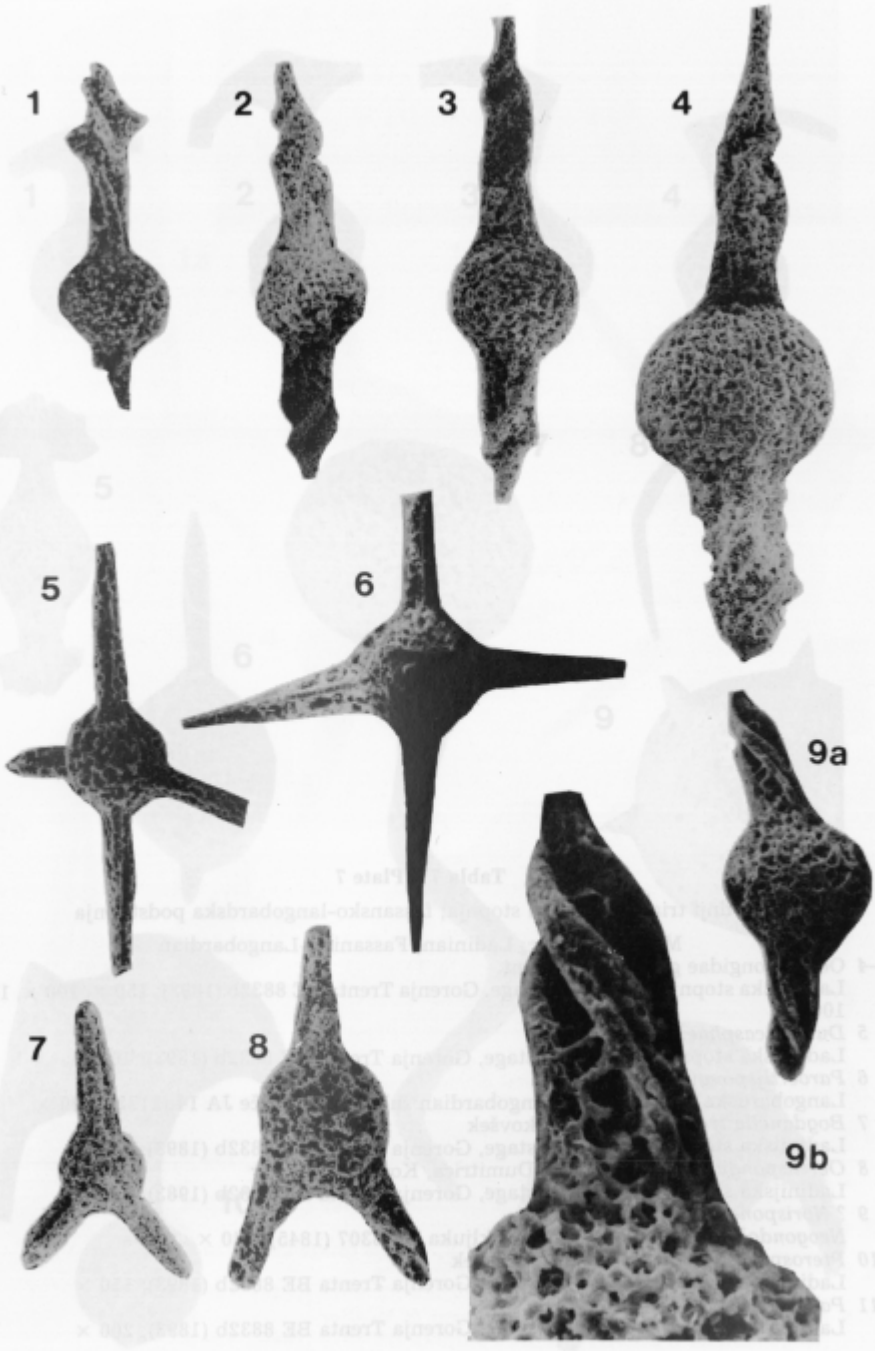
*2, 3, 4,* *Pseudostylosphaera slovenica* Kolar-Jurkovšek
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 100 ×, 100 ×, 150 ×

*5, 6* *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler
*5* Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832;
*6* *Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 130 ×

*7* *Sepsagon? robustus* Lahm
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta, BE 8832b (1893); 100 ×

*8* *Sepsagon? aequispinosus* Kolar-Jurkovšek
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 150 ×

*9a, b* *Pseudostylosphaera sudari* Kolar-Jurkovšek
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 130 ×, 400 ×


1
2
3
4
5
6
9a
7
8
9b

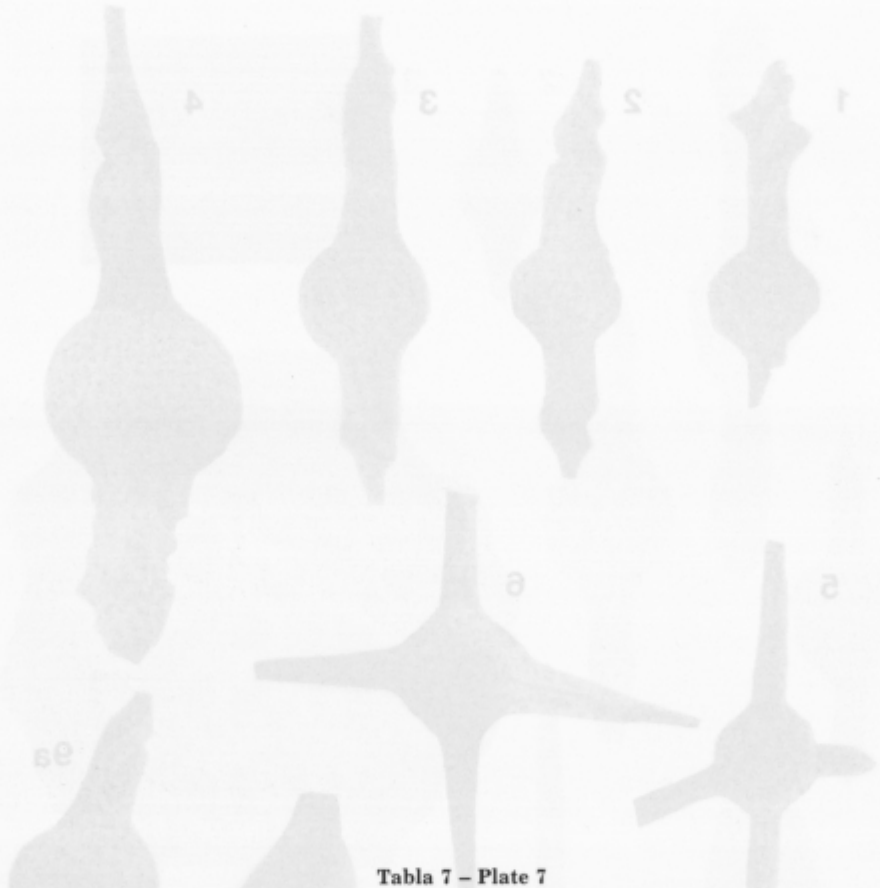


**Tabla 7 – Plate 7**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1–4* Oertlispongidae gen. et. sp. indent.
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 150 ×, 100 ×, 150 ×, 100 ×

*5* *Dumitricasphaera* sp.
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 100 ×

*6* *Paroertlispongus* sp.
Langobardska podstopnja – Langobardian substage, Jagršče JA 14 (2128); 100 ×

*7* *Bogdanella trentana* Kolar-Jurkovšek
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 200 ×

*8* *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1983); 100 ×

*9* *? Norispongus* sp.
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 130 ×

*10* *Pterospongus bogdani* Kolar-Jurkovšek
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 150 ×

*11* *Paurinella* sp.
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 200 ×

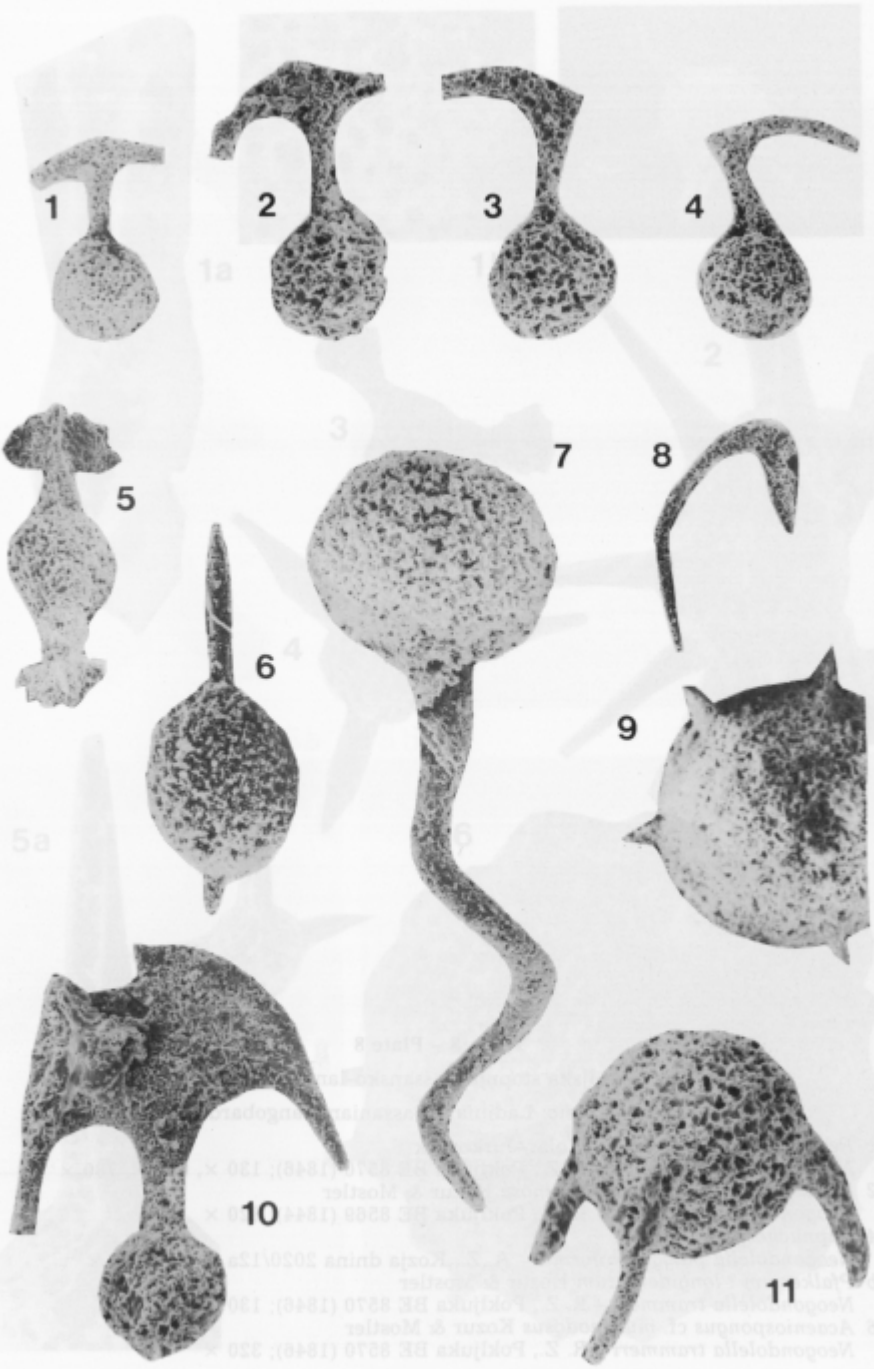

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

**Tabla 8 – Plate 8**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1a–c* *Pentaspongodiscus julicus* Kolar-Jurkovšek
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 130 ×, 600 ×, 780 ×
*2* *Triassospongosphaera multispinosa* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 320 ×
*3, 4* *Capnuchosphaera* sp.
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina 2020/12a (1901); 100 ×
*5a, b* *Pfalkerium ? longidentatum* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 130 ×, 360 ×
*6* *Acaeniospongus* cf. *multinodosus* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 320 ×

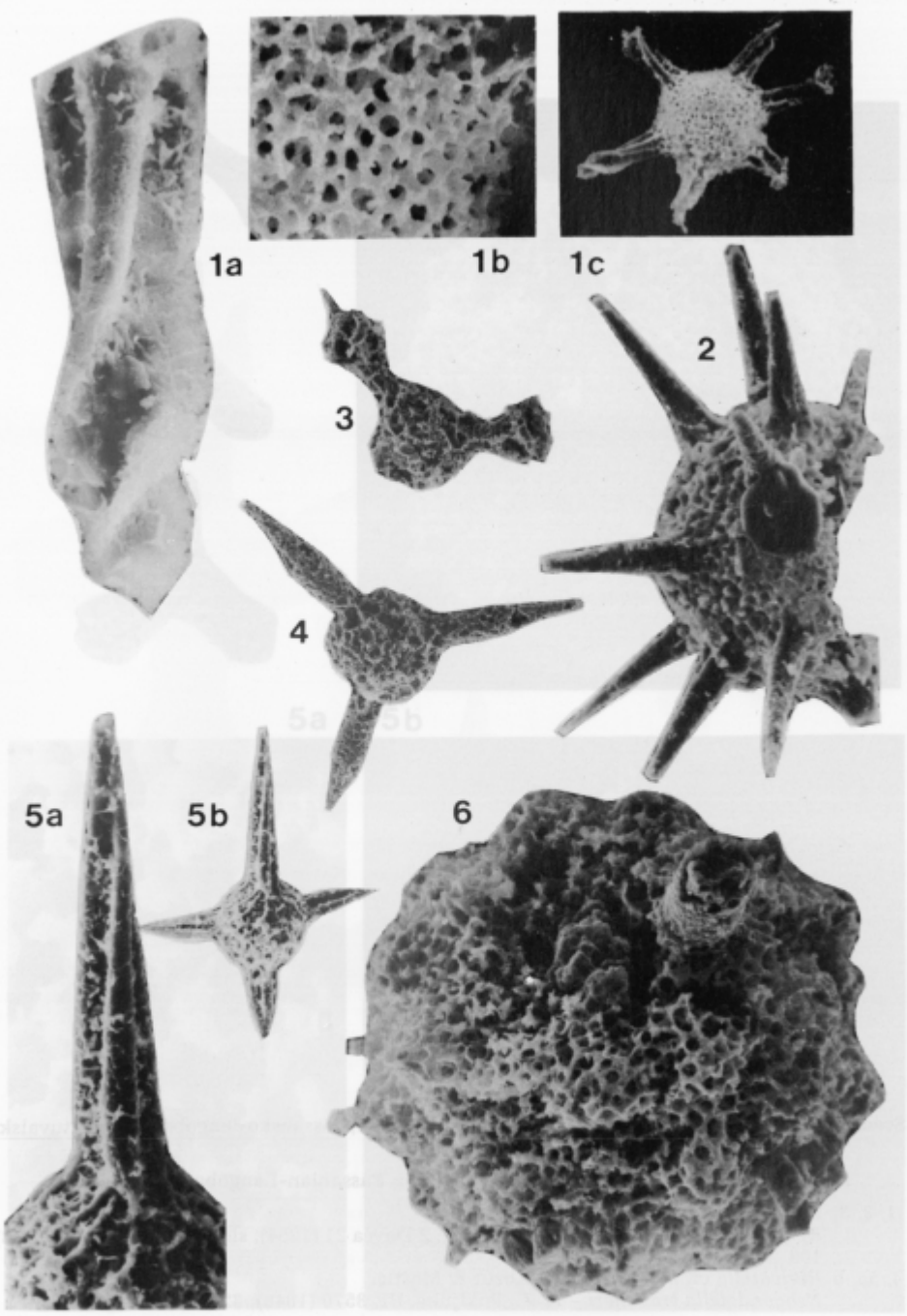

1a
1b
1c
2
3
4
5a
5b
6

**Tabla 9 – Plate 9**

Srednji in zgornji trias; ladinijska in karnijska stopnja; fassansko-langobardska in tuvalska podstopnja

Middle and Upper Triassic; Ladinian, Carnian; Fassanian-Langobardian, Tuvalian

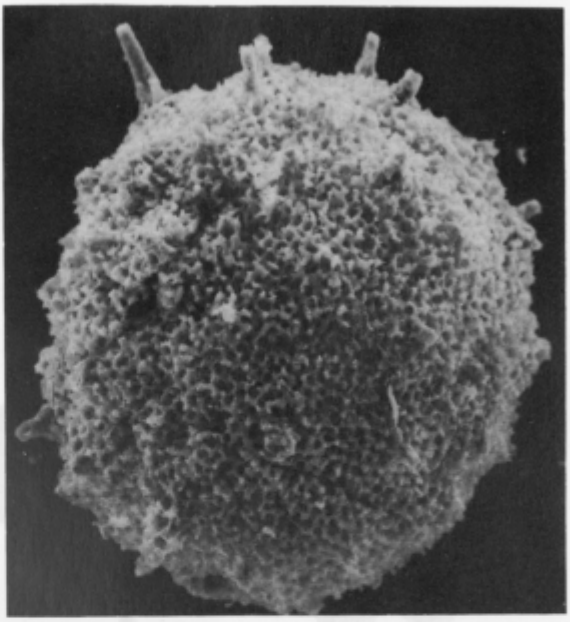
*1, 2, 3,* *Paronaella* sp.
*Epigondolella nodosa* – R. Z.; sl. – fig. *1, 2* Davča 21 (1254); sl. – fig. *3* Davča 22 (1258); 100 ×

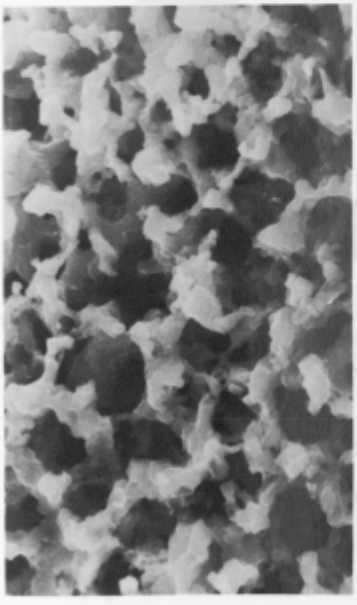
*4, 5a, b* *Rikivatella* cf. *nodosospinosa* Kozur & Mostler
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka, BE 8570 (1846); 320 ×, 150 ×, 240 ×


1


2


3


4


5a

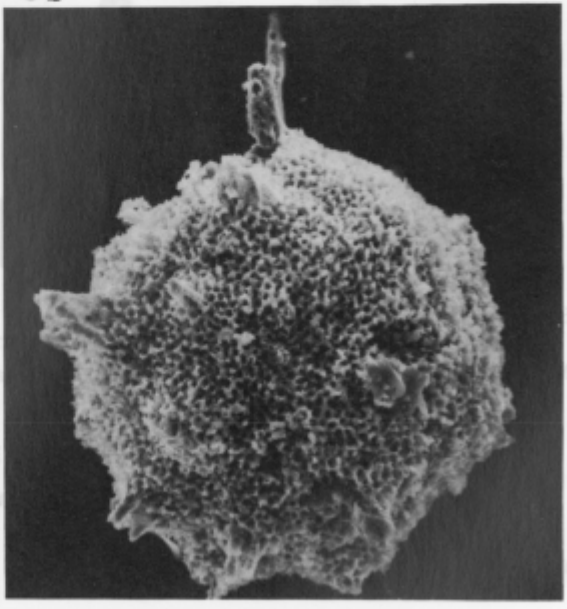

5b

**Tabla 10 – Plate 10**

Srednji in zgornji trias; ladinijska in karnijska stopnja; fassansko-langobardska in cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle and Upper Triassic; Ladinian, Carnian; Fassanian-Langobardian, Cordevolian-Tuvalian

*1* *Crucella baloghi* (Kozur & Mostler)
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Svetina S 15 (1295), 160 ×
*2* *Praeheliostaurus undulatus* Kolar-Jurkovšek
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 200 ×
*3* *Eptingium* cf. *manfredi* Dumitrica
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Jagršče JA 14 (2028); 100 ×
*4a, b* *Eptingium manfredi* Dumitrica
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 130 ×, 300 ×; a-apertura

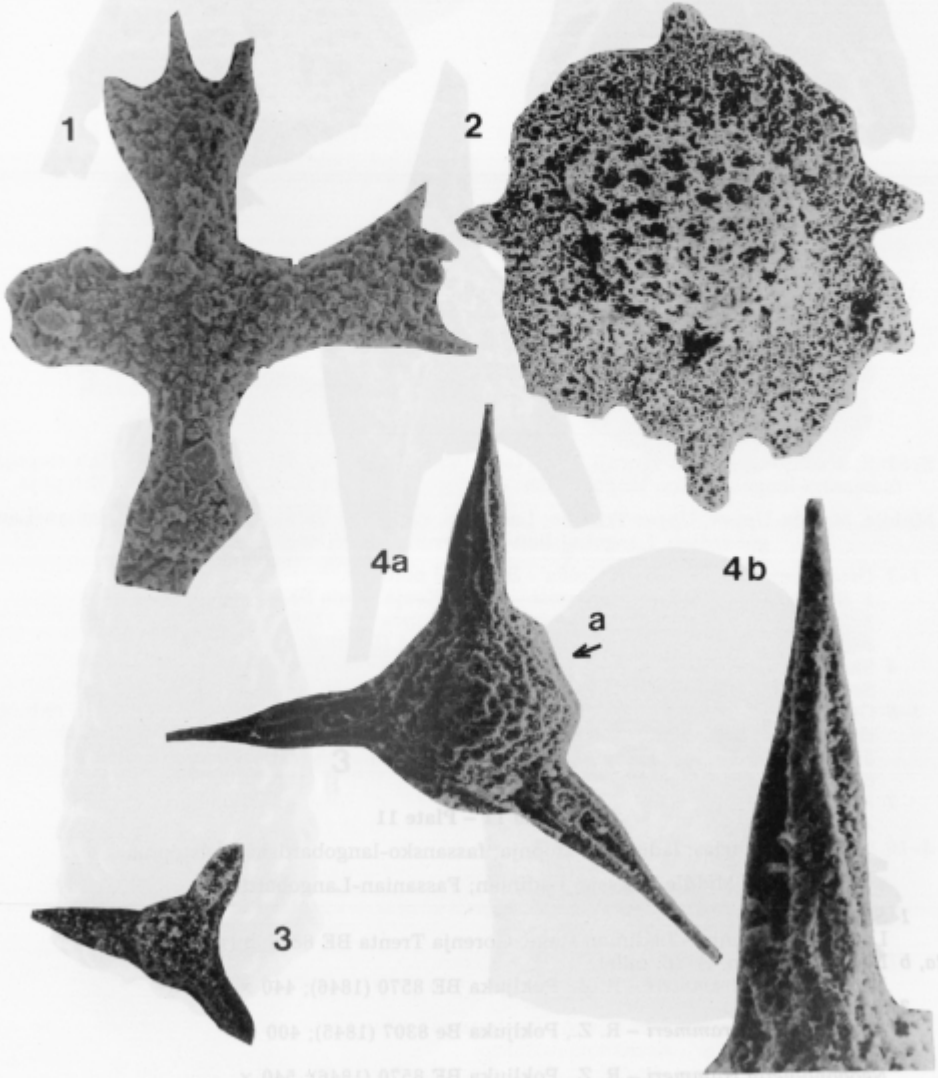

1
2
4a
a
4b
3

**Tabla 11 – Plate 11**

Srednji trias; ladinijska stopnja; fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Fassanian-Langobardian

*1* *Silicarmiger* sp.
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832 b (1893); 200 ×

*2a, b* Nassellariia gen. et. sp. indet.
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 440 ×, 220 ×

*3* *Triassocampe* sp.
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka Be 8307 (1845); 400 ×

*4* *Squinabolella* sp.
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8570 (1846); 540 ×

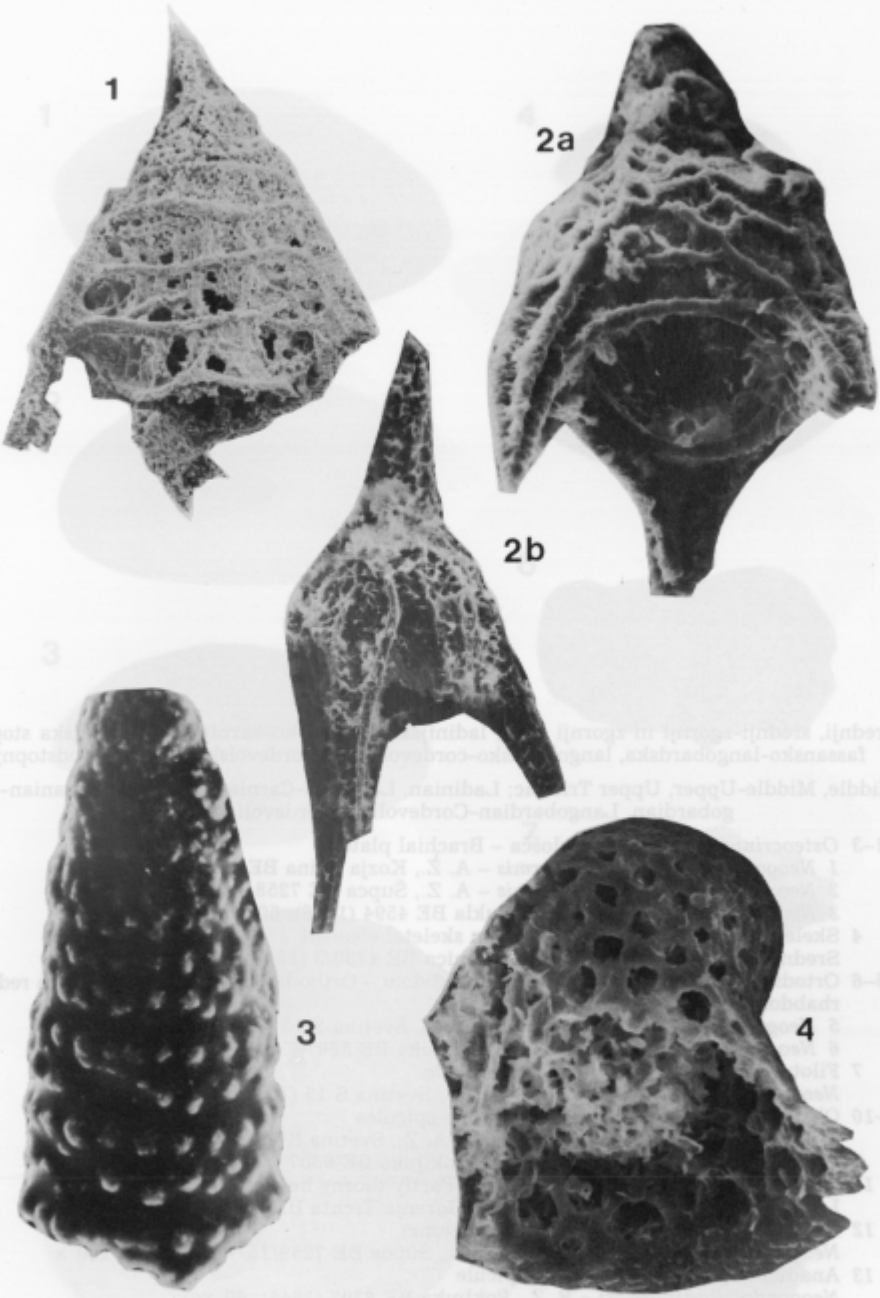

1
2a
2b
3
4

**Tabla 12 – Plate 12**

Srednji, srednji-zgornji in zgornji trias; ladinijska, ladinijsko-karnijska in karnijska stopnja; fassansko-langobardska, langobardsko-cordevolska in cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle, Middle-Upper, Upper Triassic; Ladinian, Ladinian-Carnian, Carnian; Fassanian-Langobardian, Langobardian-Cordevolian, Cordevolian-Tuvalian

*1–3* *Osteocrinus* sp. Brahialna plošča – Brachial plate
*1* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina BE 2020/1 (1981); 60 ×
*2* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7258/1 (1565); 100 ×
*3* *Neogondolella foliata* – R. Z., Kukla BE 4594 (1956); 60 ×
*4* Skeletni element ofiurije – Ophiuran skeletal element
Srednji trias – Middle Triassic, Železnica BE 4730/3 (1982); 100 ×
*5–6* Ortodihotriene spikule z reduciranim rabdom – Orthodichotriaene spicules with reduced rhabdomes
*5* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Svetina S 15 (1295); 100 ×
*6* *Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 60 ×
*7* Filotriena spikula – Phyllotriaene spicule
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Svetina S 15 (1295); 100 ×
*8–10* Oksiheksaktine spikule – Oxyhexactine spicules
*8, 9* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Svetina S 15 (1295); 100 ×
*10* *Neogondodella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 60 ×
*11* Delno bodičasta heksaktina spikula – Partly thorny hexactine spicule
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 100 ×
*12* Dezma tipa megaklon – Desma (megaclone)
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/15 + 16 (1574); 100 ×
*13* Anadiena spikula – Anadiaene spicule
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8307 (1845); 60 ×
*14* Akantoksikaltrop – Acanthoxycalthrop
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832 (1893); 250 ×

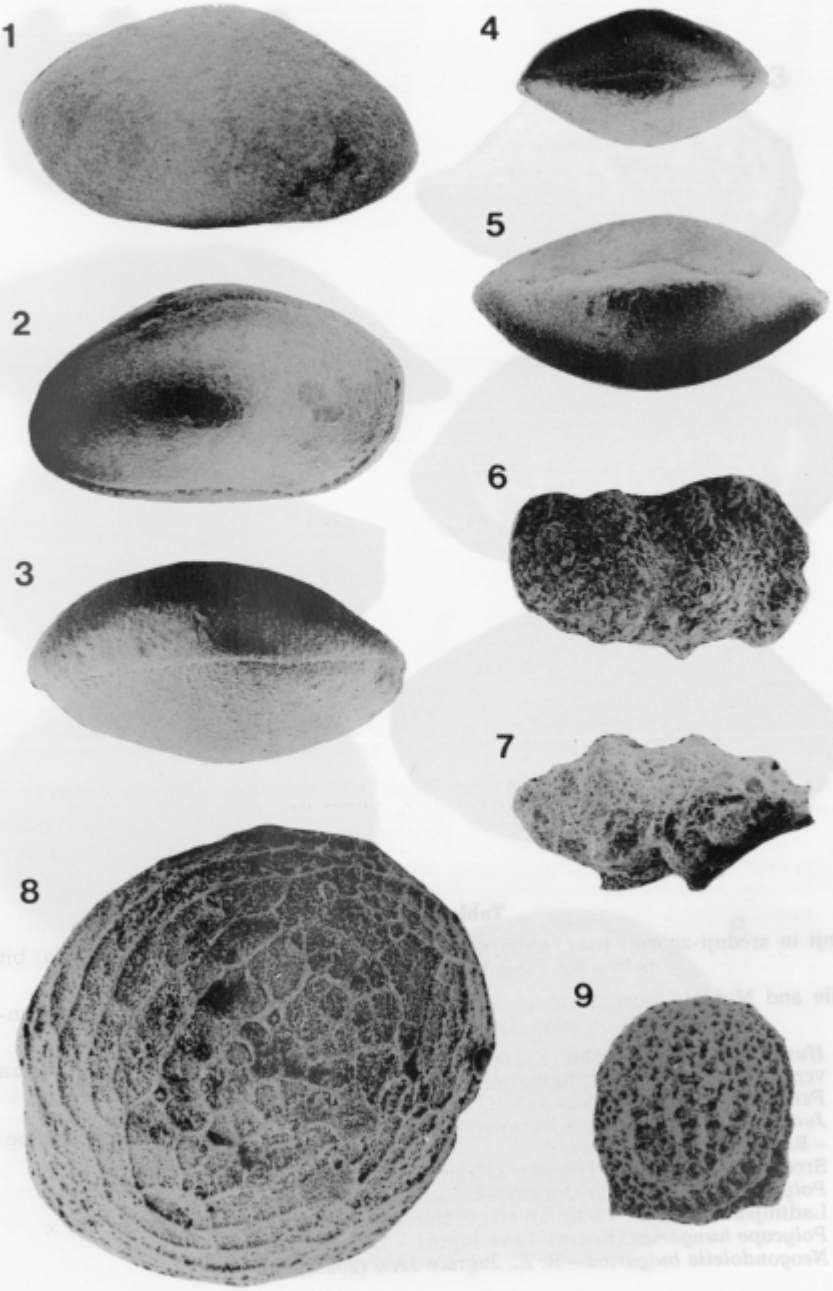

1
2
3
4
5
6
7
8
9

**Tabla 13 – Plate 13**

Srednji in srednji-zgornji trias; anizijska, ladinijska, ladinijsko-karnijska stopnja; bitinsko-pelsonska, langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle and Middle-Upper Triassic; Anisian, Ladinian, Ladinian-Carnian; Bithynian-Pelsonian, Langobardian-Cordevolian

*1–5* *Hungarella ? pricei* Sohn. Karapaksi – Carapaces. Pogledi iz leve, desne, dorzalno in ventralnih strani – Left, right, dorsal and ventral views
*Pseudofurnishius murchianus* – R. Z., Trnjava – TR E (1631); vse 60 ×

*6, 7* *Judahella tsorfatia* Sohn. Karapaksi – Carapaces. Pogled iz desne in ventralne strani – Right and ventral views
Srednji trias – Middle Triassic, Železnica BE 4730/5 (1989); 100 ×

*8* *Polycope ladinica* Kolar–Jurkovšek. Leva lupina – Left valve
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832 b (1893); 150 ×

*9* *Polycope hungarica* (Kozur). Leva lupina – Left valve
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054); 100 ×

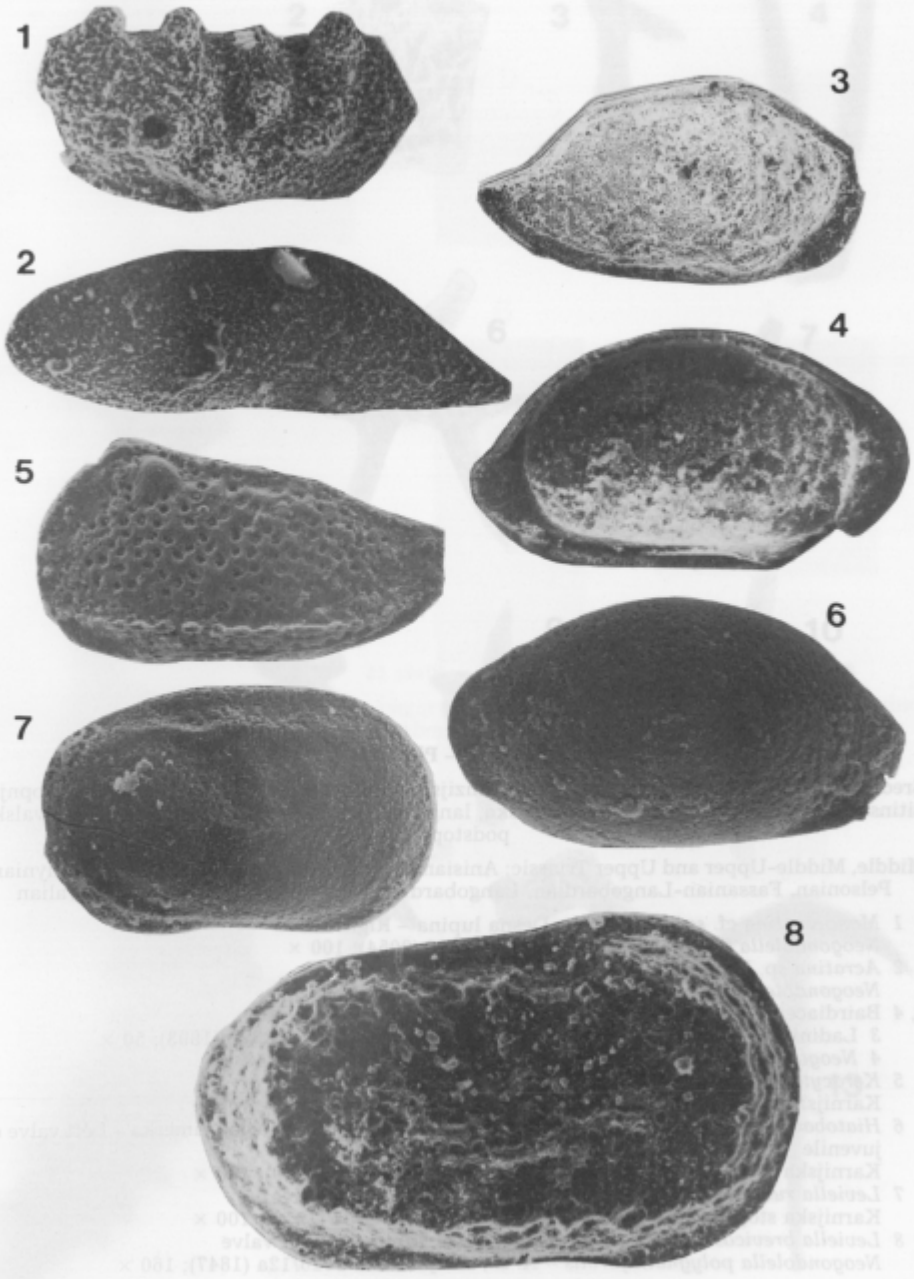

1
3
2
4
5
6
7
8

**Tabla 14 – Plate 14**

Srednji, srednji-zgornji in zgornji trias; anizijska, ladinijsko-karnijska, karnijska stopnja; bitinsko-pelsonska, fassansko-langobardska, langobardsko-cordevolska, cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle, Middle-Upper and Upper Triassic; Anisian, Ladinian-Carnian and Carnian; Bithynian-Pelsonian, Fassanian-Langobardian, Langobardian-Cordevolian, Cordevolian-Tuvalian

*1* *Monoceratina* cf. *spinosa* Kozur. Desna lupina – Right valve
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054); 100 ×
*2* *Acratina* sp. Leva lupina – Left valve
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054); 100 ×
*3, 4* Bairdiacea. Leva in desna lupina – Left and right valves
*3* Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Gorenja Trenta BE 8832b (1893); 50 ×
*4* *Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844); 60 ×
*5* *Kerocythere raibliana* (Gümbel). Leva lupina – Left valve
Karnijska stopnja – Carnian stage, Beli potok BE 8907 (1919); 100 ×
*6* *Hiatobairdia labrifera* Kristan-Tollmann. Leva lupina juvenilnega primerka – Left valve of juvenile
Karnijska stopnja – Carnian stage, Beli potok BE 8907 (1919); 100 ×
*7* *Leviella rudis* Kristan-Tollmann. Desna lupina – Right valve
Karnijska stopnja – Carnian stage, Beli potok BE 8907 (1919); 100 ×
*8* *Leviella brevicosta* Kristan-Tollmann. Desna lupina – Right valve
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina 2020/12a (1847); 160 ×

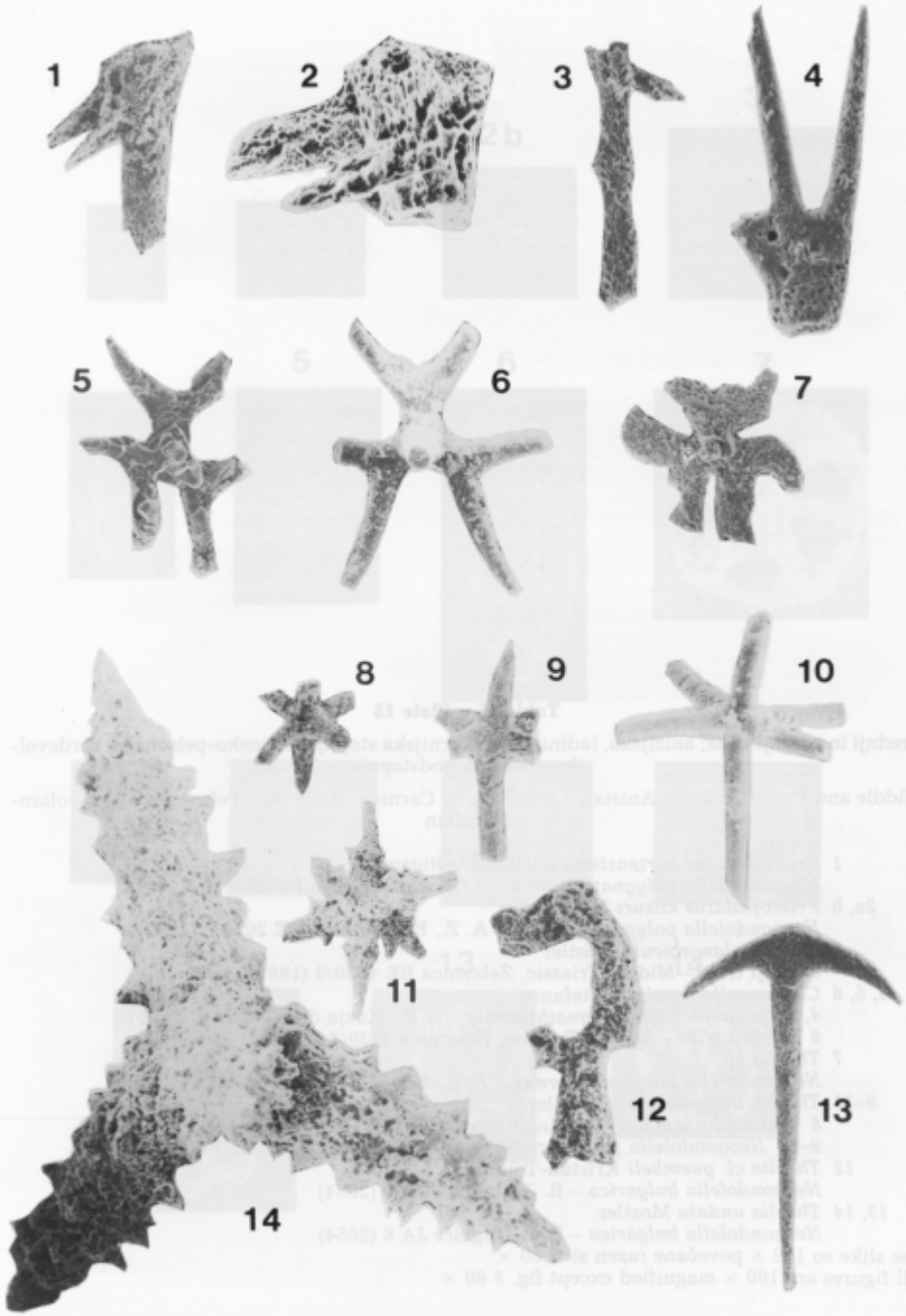

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

**Tabla 15 – Plate 15**

Srednji in zgornji trias; anizijska, ladinijska in karnijska stopnja; bitinsko-pelsonska, cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle and Upper Triassic; Anisian, Ladinian and Carnian; Bithynian-Pelsonian, Cordevolian-Tuvalian

*1* *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud)
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina BE 2020/1 (1981)
*2a, b* *Priscopedatus kozuri* Mostler
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina BE 2020/3 (1987)
*3* *Theelia planorbicula* Mostler
Srednji trias – Middle Triassic, Železnica BE 4730/3 (1982)
*4, 5, 6* *Calcamnella regularis* Stefanov
*4, 5* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina 2020/3 (1992)
*6* Srednji trias – Middle Triassic, Železnica 4730/3 (1982)
*7* *Theelia* sp.
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/18 (1564)
*8–11* *Theelia immisorbicula* Mostler
*8* Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Pokljuka BE 8527b (1911)
*9–11* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina 2020/3 (1992)
*12* *Theelia* cf. *guembeli* Kristan-Tollmann
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*13, 14* *Theelia undata* Mostler
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)

Vse slike so 100 × povečane razen sl. *8* 60 ×
All figures are 100 × magnified except fig. *8* 60 ×

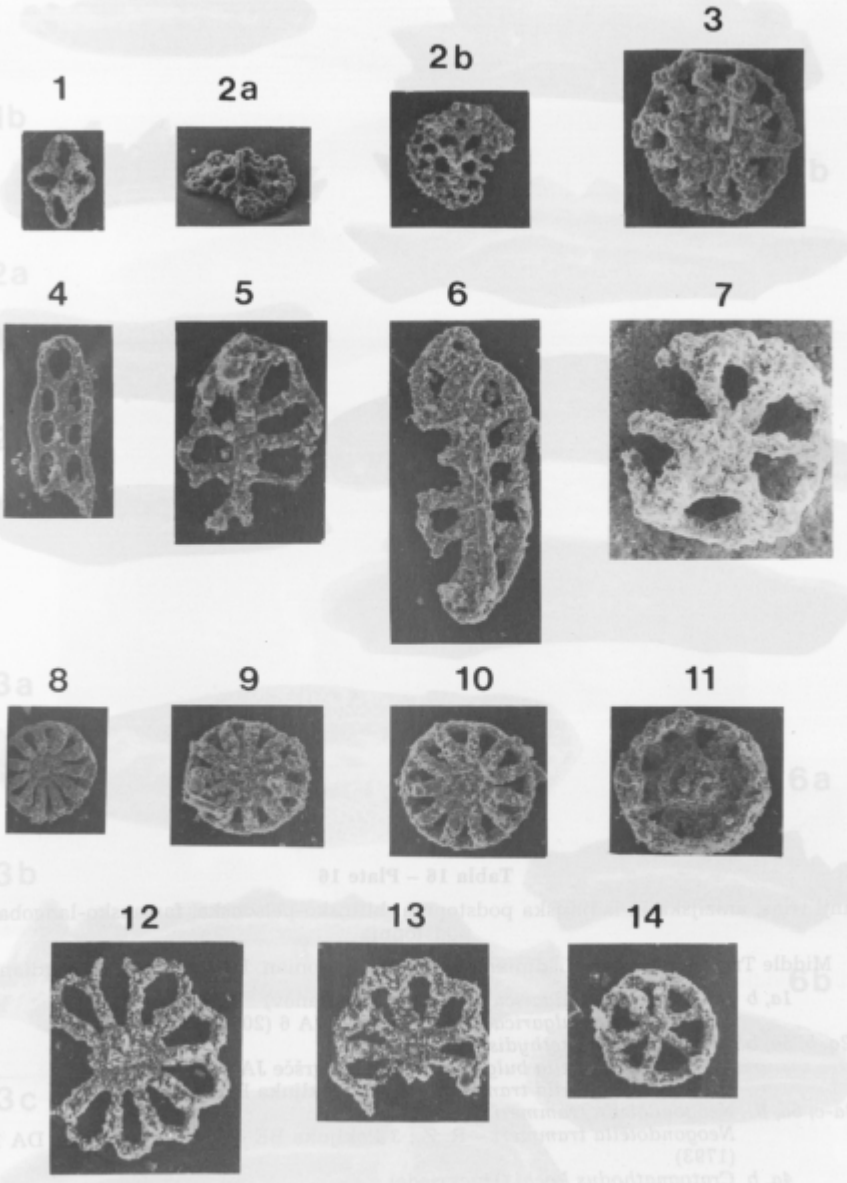

1
2a
2b
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

**Tabla 16 – Plate 16**

Srednji trias; anizijska in ladinijska podstopnja; bitinsko-pelsonska, fassansko-langobardska podstopnja

Middle Triassic; Anisian, Ladinian; Bithynian-Pelsonian, Fassanian-Langobardian

*1a, b* *Neogondolella bulgarica* (Budurov & Stefanov)
*Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*2a, b, 5a, b* *Gladigondolella tethydis* (Huckriede)
*2a, b* *Neogondolella bulgarica* – R. Z., Jagršče JA 6 (2054)
*5a, b* *Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844)
*3a-c, 6a, b* *Neogondolella trammeri* (Kozur)
*Neogondolella trammeri* – R. Z.; *3* Pokljuka BE 8569 (1844); *6* Dole DA 18/1D (1793)
*4a, b* *Cratognathodus kochi* (Huckriede)
*Neogondolella trammeri* – R. Z., Pokljuka BE 8569 (1844)

Vse 100 × povečano
All magnifications 100 ×

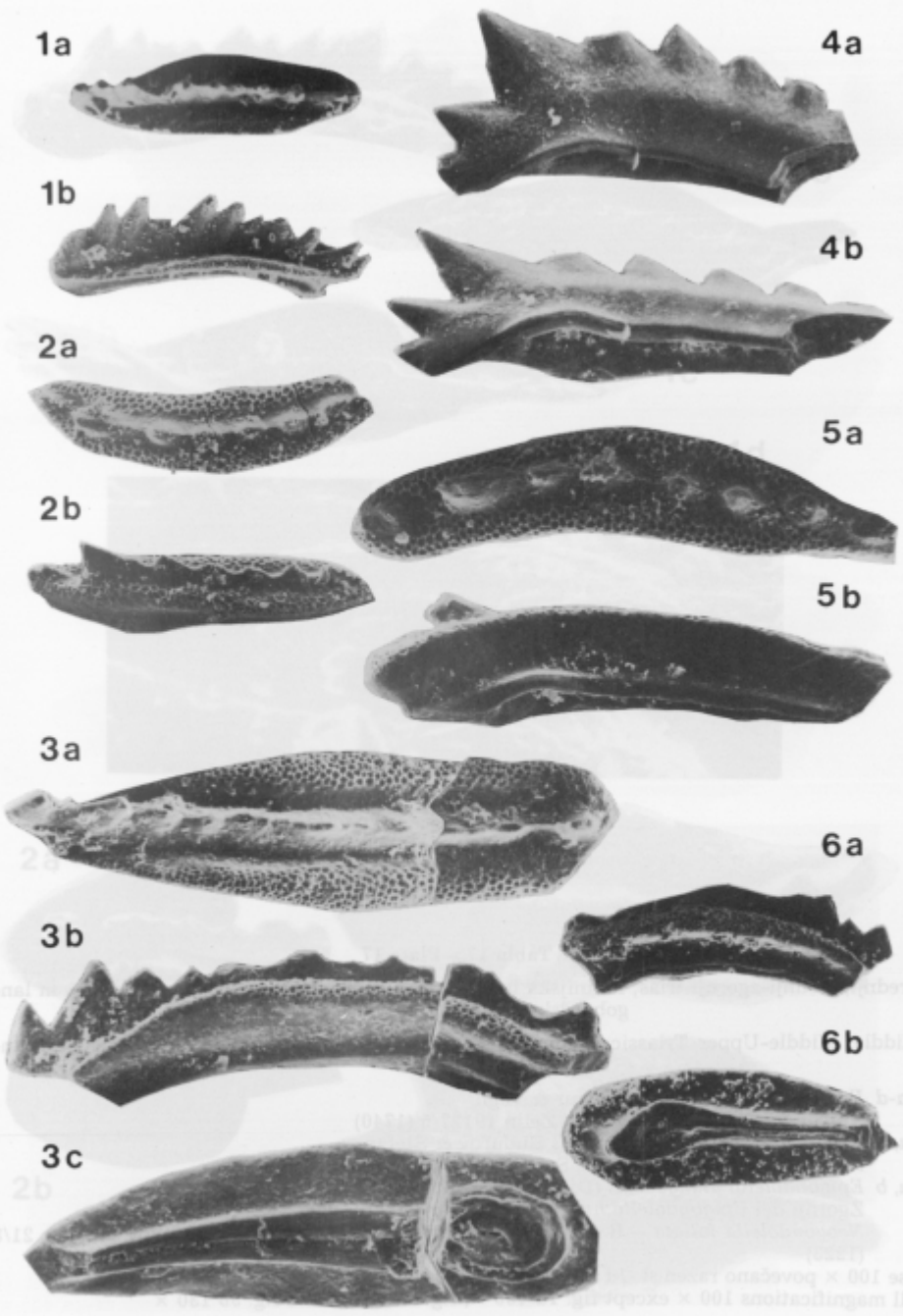

1a
1b
2a
2b
3a
3b
3c
4a
4b
5a
5b
6a
6b

**Tabla 17 – Plate 17**

Srednji, srednji-zgornji trias; ladinijska in ladinijsko-karnijska stopnja; langobardska in langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle, Middle-Upper Triassic; Ladinian, Ladinian-Carnian; Langobardian, Langobardian-Cordevolian

*1a-d* *Epigondolella hungarica* Kozur & Vegh
*Epigondolella hungarica* – Sz., Želin 19127/5 (1740)
*2a, b* *Neogondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov
*Neogondolella foliata* – R. Z., Svetina S 6 (1293)
*3a, b* *Epigondolella mungoensis* (Diebel)
Zgornji del *Epigondolella hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.), Oblakov vrh DA 21/8 (1223)
Vse 100 × povečano razen sl. *1d* 400 ×, sl. *3a* 120 × in sl. *3b* 130 ×
All magnifications 100 × except fig. *1d* 400 ×, fig. *3a* 120 × and fig. *3b* 130 ×

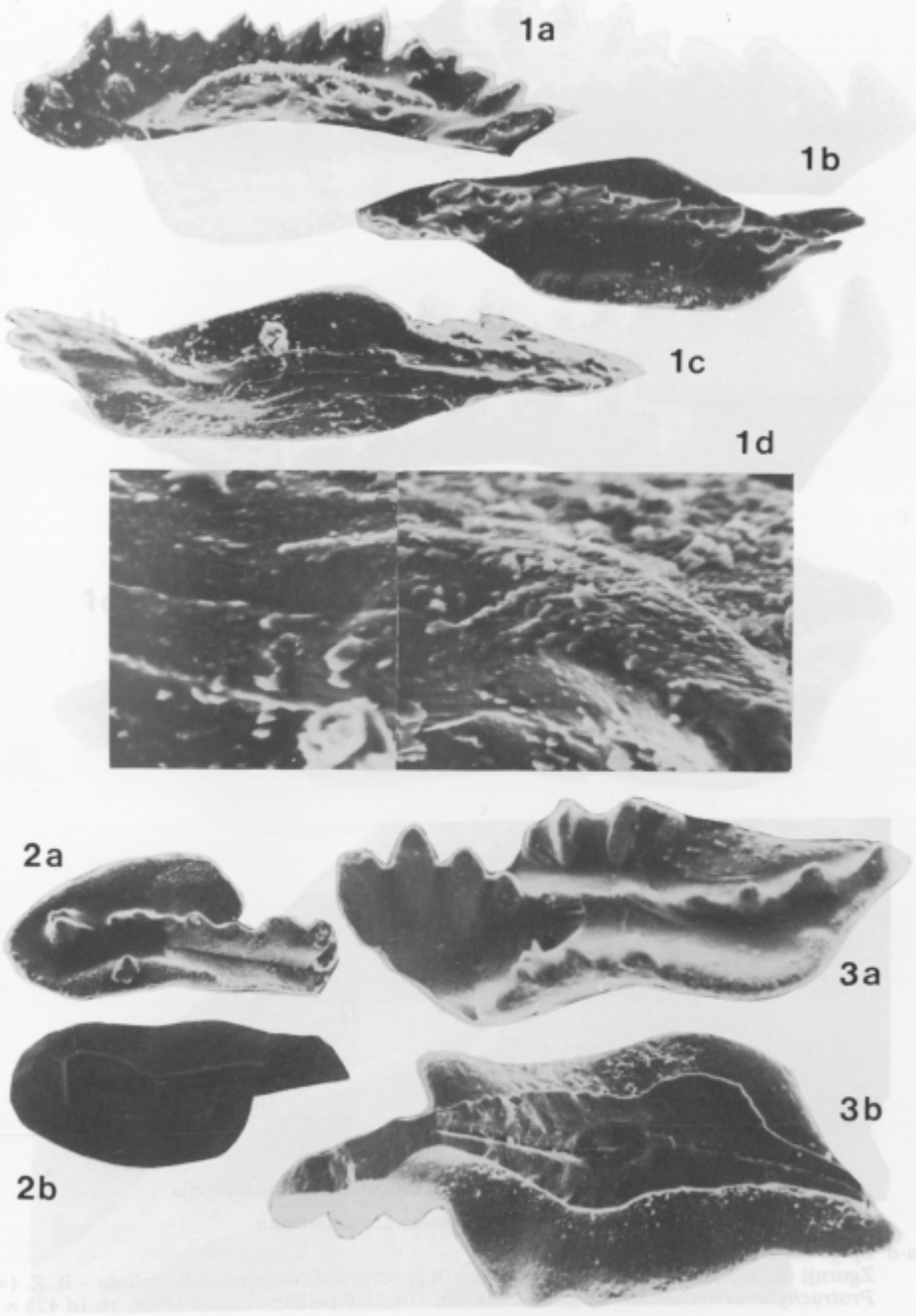

1a
1b
1c
1d
2a
2b
3a
3b

**Tabla 18 – Plate 18**

Srednji trias; ladinijska stopnja; langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Langobardian

*1a-d* *Epigondolella mungoensis* (Diebel)
Zgornji del *Epigondolella hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.), Oblakov vrh DA 21/8 (1223); sl. *1a-c* 160 ×, sl. *1d* 425 ×

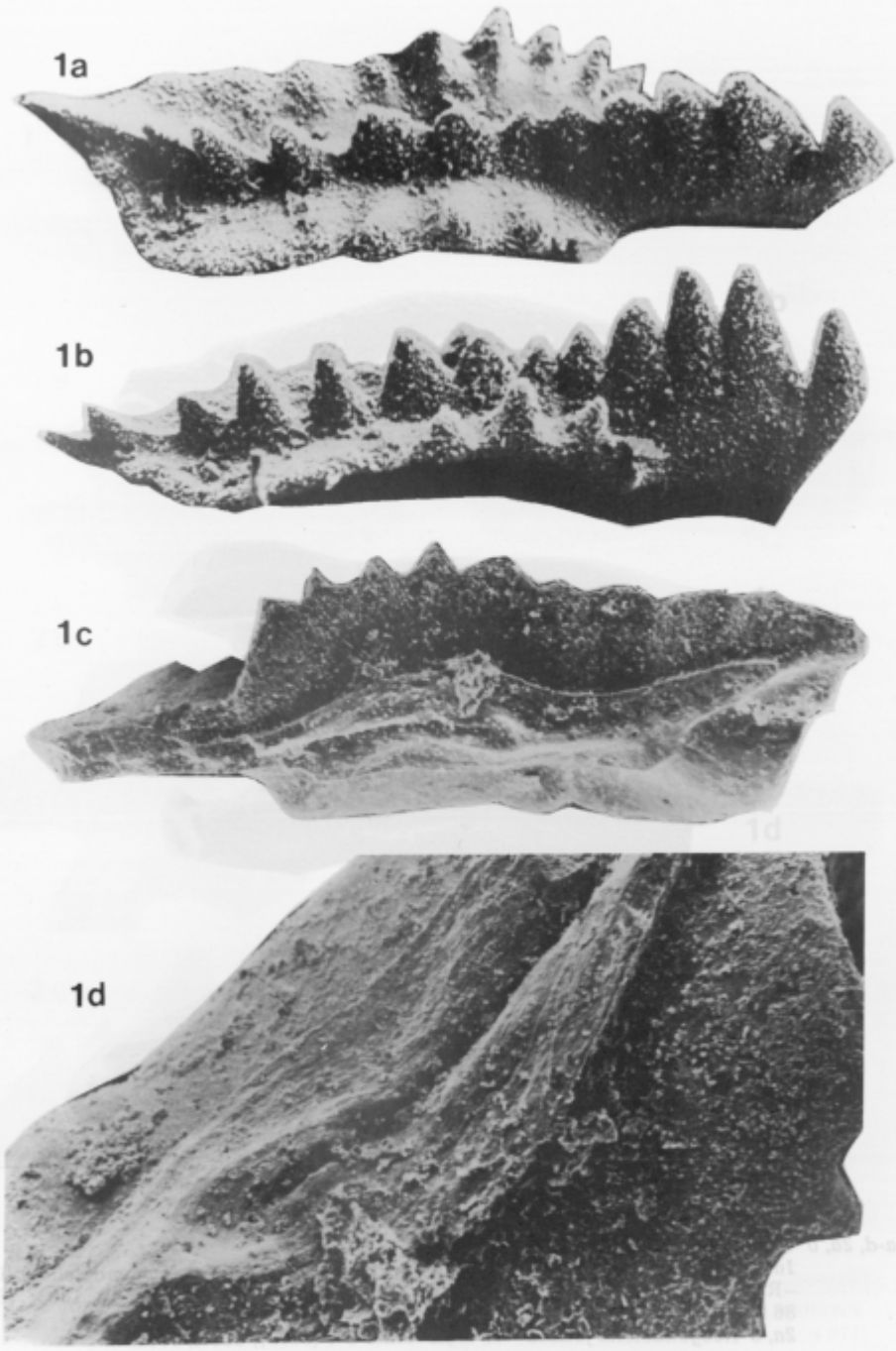

1a
1b
1c
1d

**Tabla 19 – Plate 19**

Srednji trias; ladinijska stopnja; langobardska podstopnja

Middle Triassic; Ladinian; Langobardian

*1a-d, 2a, b* *Gladigondolella malayensis* Nogami
*1a-d* Zgornji del *Epigondolella hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.), Oblakov vrh DA 21/8 (1223); 86 ×, 100 ×, 78 ×, 86 ×
*2a, b* *Neogondolella foliata* – R. Z., Svetina S 6 (1293); 130 x, 100 x

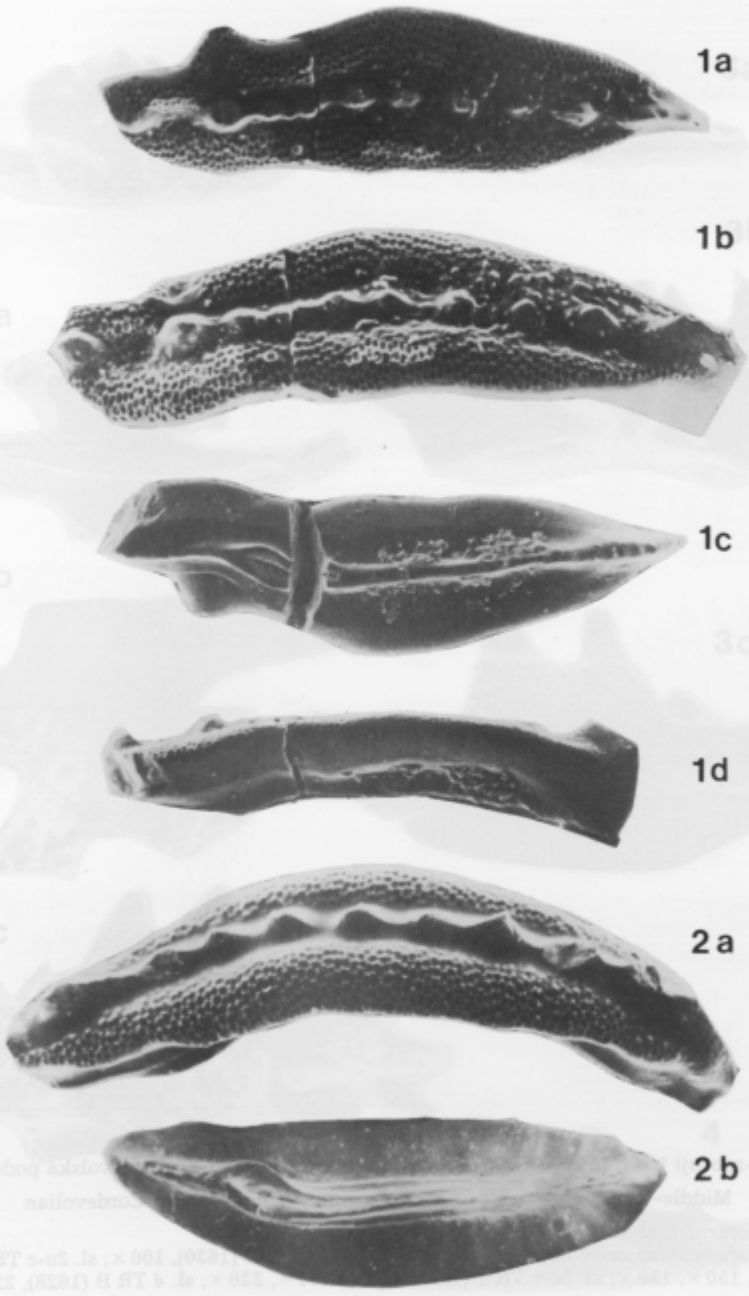

1a
1b
1c
1d
2a
2b

**Tabla 20 – Plate 20**

Srednji-zgornji trias; ladinijsko-karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle-Upper Triassic; Ladinian-Carnian; Langobardian-Cordevolian

*1-4 Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard
*Pseudofurnishius murchianus* – R. Z., Trnjava. Sl. *1* Tr D (1630), 100 ×; sl. *2a-c* TR E (1631) 110 ×, 150 ×, 150 ×; sl. *3a-c* TR 1 (1626) 110 ×, 200 ×, 220 ×; sl. *4* TR B (1628), 220 x

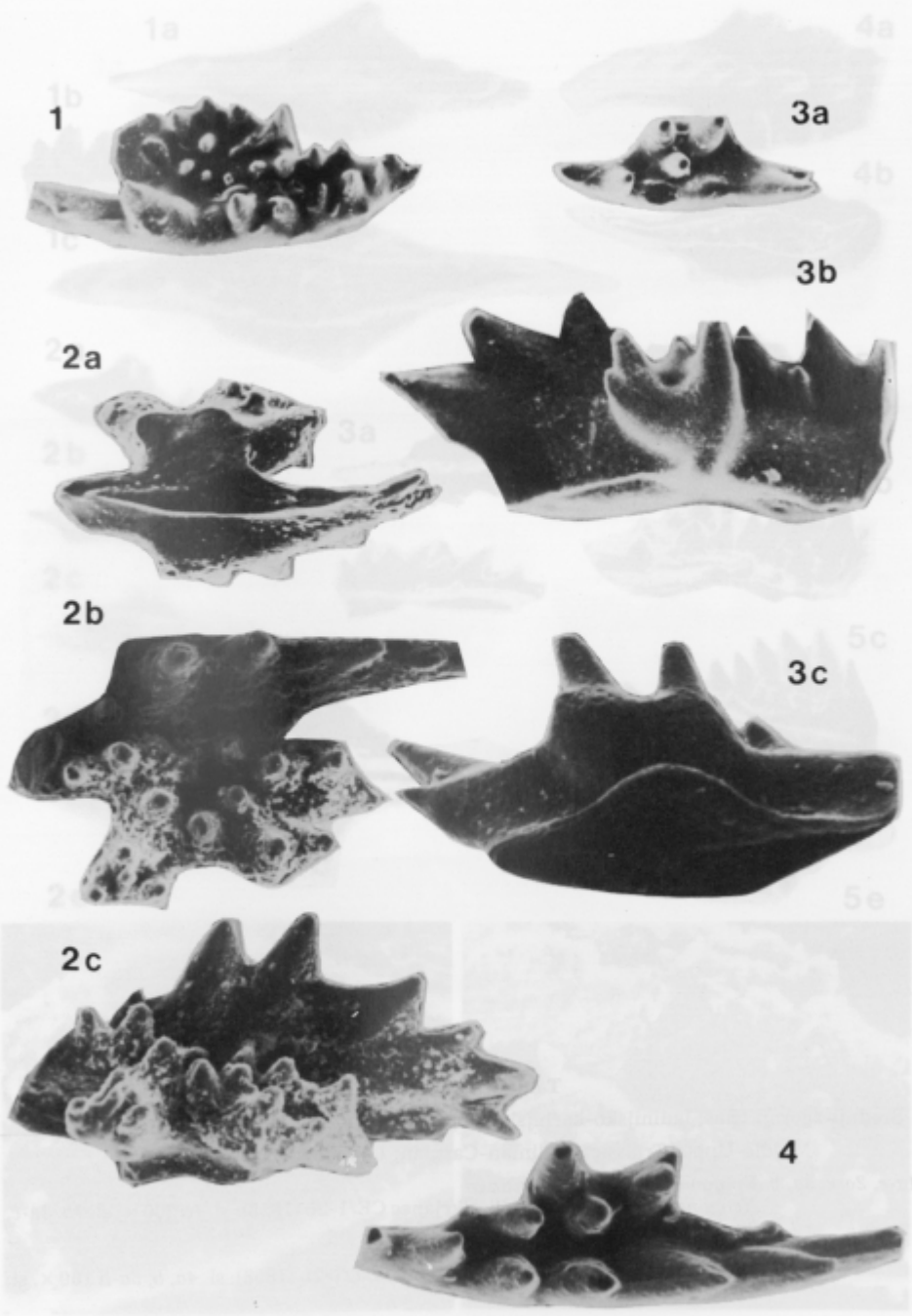

1
3a
3b
2a
2b
3c
2c
4

**Tabla 21 – Plate 21**

Srednji-zgornji trias; ladinijsko-karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle-Upper Triassic; Ladinian-Carnian; Langobardian-Cordevolian

*1a-c, 2a-e, 3a, b* *Epigondolella mostleri* Kozur
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2b (1858); sl. *1a* 200 ×; sl. *1b, 2a-c, 3a, b* 100 ×; sl. *1c, 2d* 260 ×; *2e* 1000 ×

*4a, b, 5a-e* *Epigondolella mungoensis* (Diebel)
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2b (1858), sl. *4a, b, 5a-d* 100 ×, sl. *5e* 1000 ×

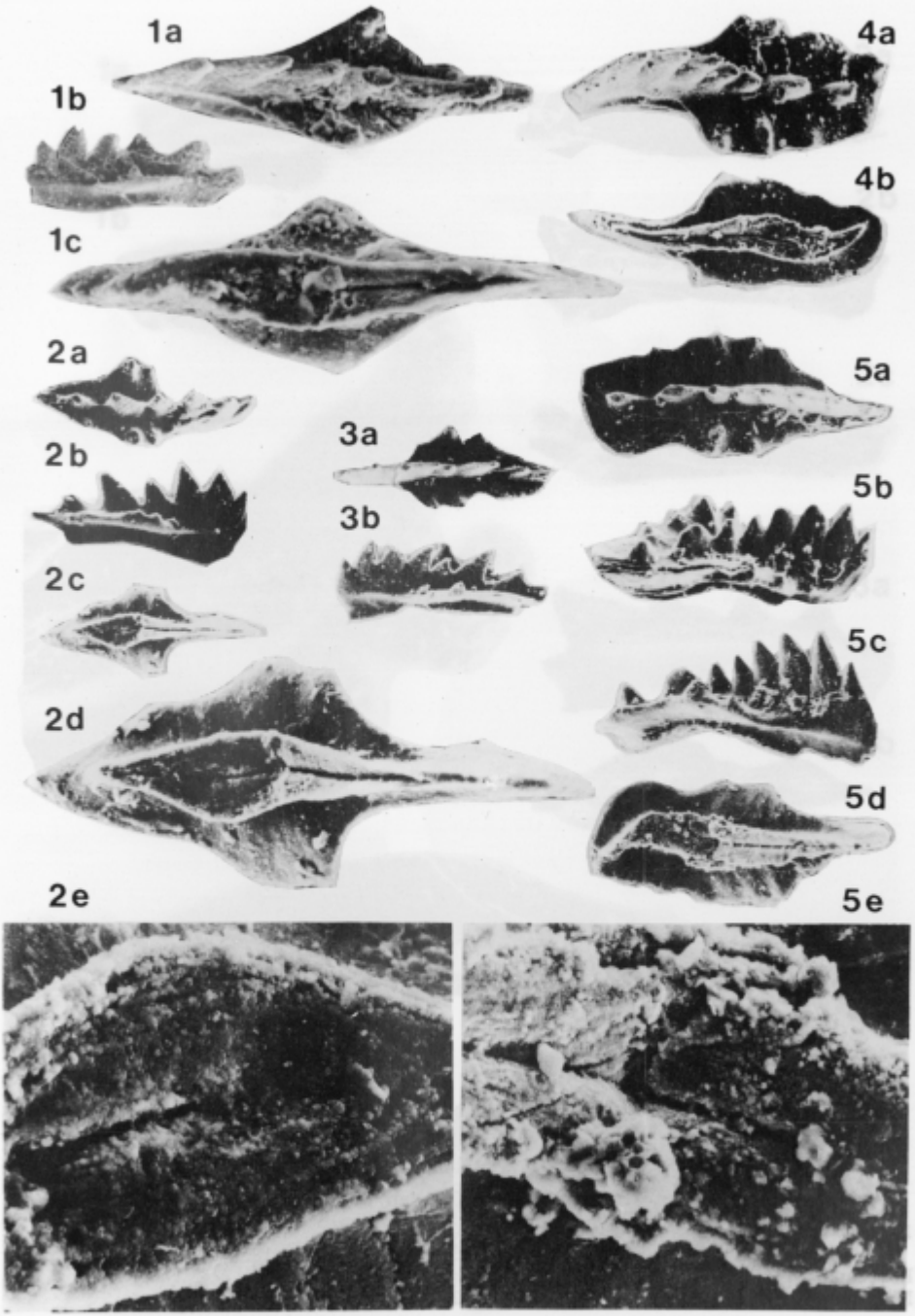

1a
1b
1c
2a
2b
2c
2d
2e
3a
3b
4a
4b
5a
5b
5c
5d
5e



**Tabla 22 – Plate 22**

Srednji-zgornji trias; ladinijsko-karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle-Upper Triassic; Ladinian-Carnian; Langobardian-Cordevolian

*1a-c, 2a-c, 3a-d* *Neogondolella celeiana* Kolar-Jurkovšek
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2b (1858)

Povečano 100 × razen sl. *1c* 300 ×, *2b* 200 ×, *3c* 220 × in *3d* 320 ×
Magnifications 100 × except fig. *1c* 300 ×, *2b*, 200 ×, *3c* 220 × and *3d* 320 ×

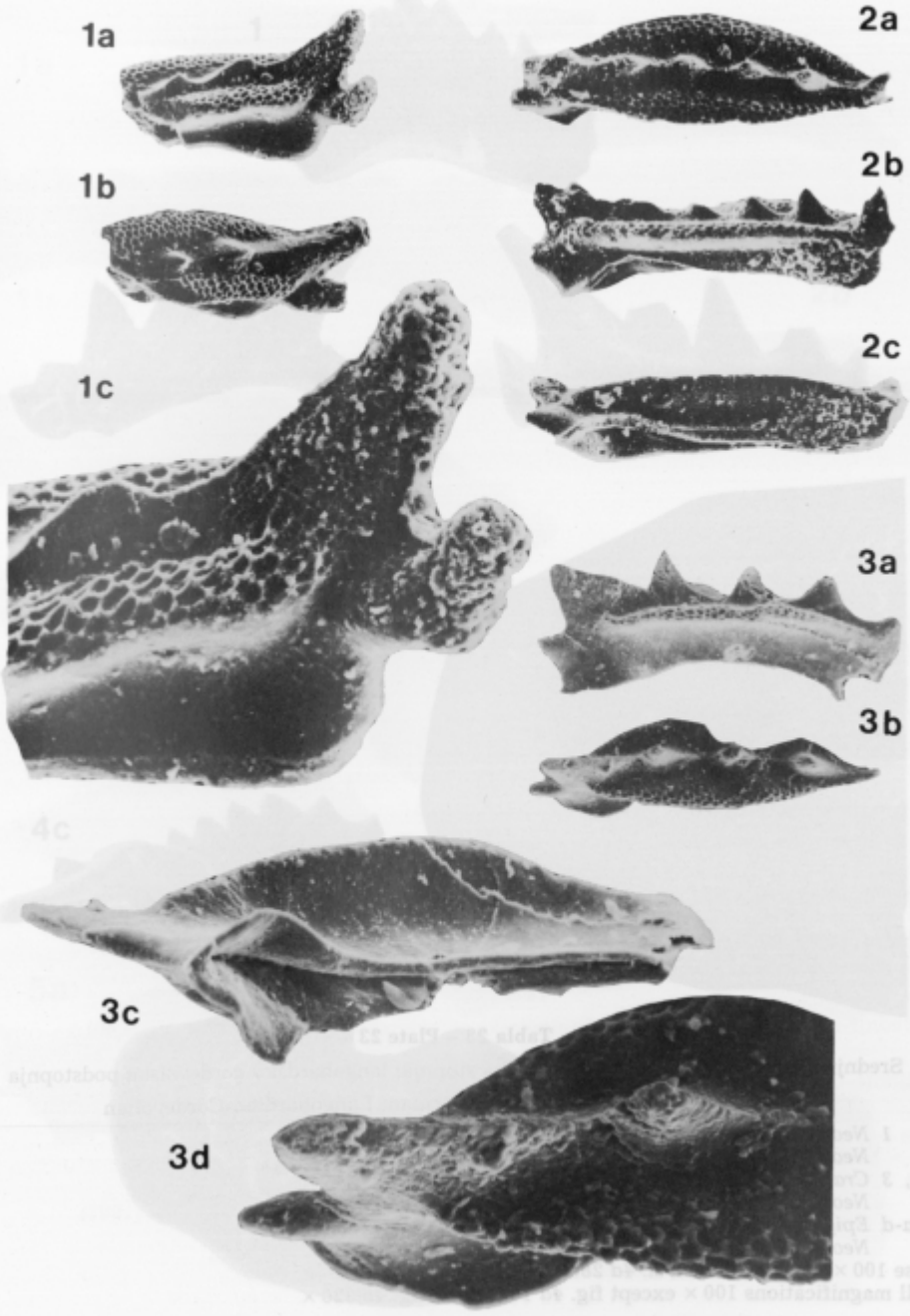

1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
3d

**Tabla 23 – Plate 23**

Srednji-zgornji trias; ladinijsko-karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle-Upper Triassic; Ladinian-Carnian; Langobardian-Cordevolian

*1* *Neospathodus newpassensis* Mosher
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2b (1858)
*2, 3* *Cratognathodus* cf. *posterognathus* Mosher
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2 B (1858)
*4a-d* *Epigondolella baloghi* (Kovacs)
*Neogondolella foliata* – R. Z., Straža CE/2-3 (1864)

Vse 100 × povečano razen sl. *4d* 280 × in sl. *4b* 320 ×
All magnifications 100 × except fig. *4d* 180 × and fig. *4b* 320 ×

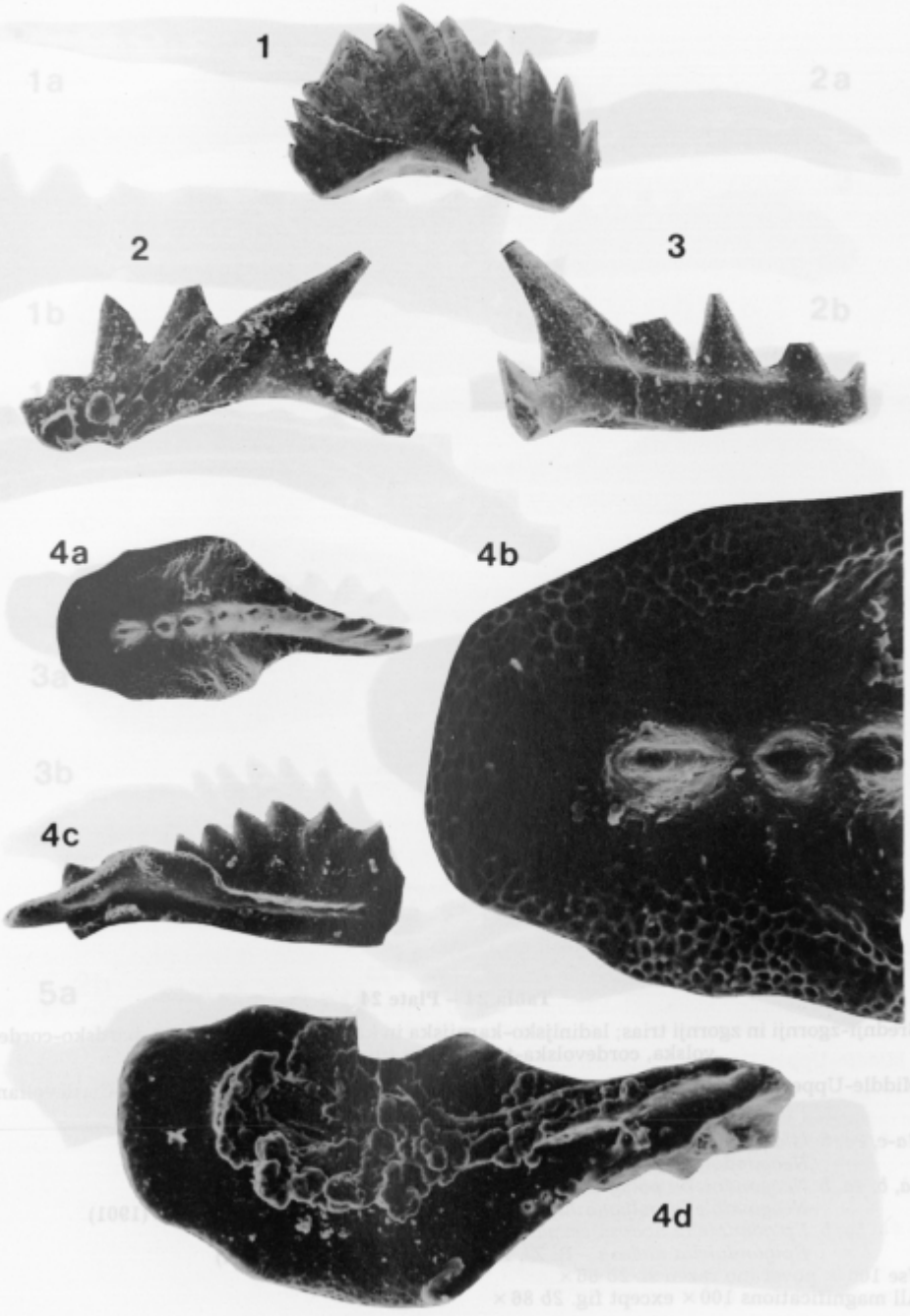

1
2
3
4a
4b
4c
4d

**Tabla 24 – Plate 24**

Srednji-zgornji in zgornji trias; ladinijsko-karnijska in karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska, cordevolska-tuvalska in tuvalska podstopnja

Middle-Upper and Upper Triassic; Ladinian-Carnian, Carnian; Langobardian-Cordevolian, Cordevolian-Tuvalian, Tuvalian

*1a-c, 2a, b* *Gladigondolella tethydis* (Huckriede)
*Neogondolella foliata* – R. Z., Sv. Magdalena CE/4-2 (1859)
*3a, b, 4a, b* *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov)
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Kozja dnina BE 2020/12a (1901)
*5a, b* *Epigondolella nodosa carpathica* (Mock)
*Epigondolella nodosa* – R. Z., Kozja dnina BE 2020/6 (1984)
Vse 100 × povečano razen sl. *2b* 86 ×
All magnifications 100 × except fig. *2b* 86 ×

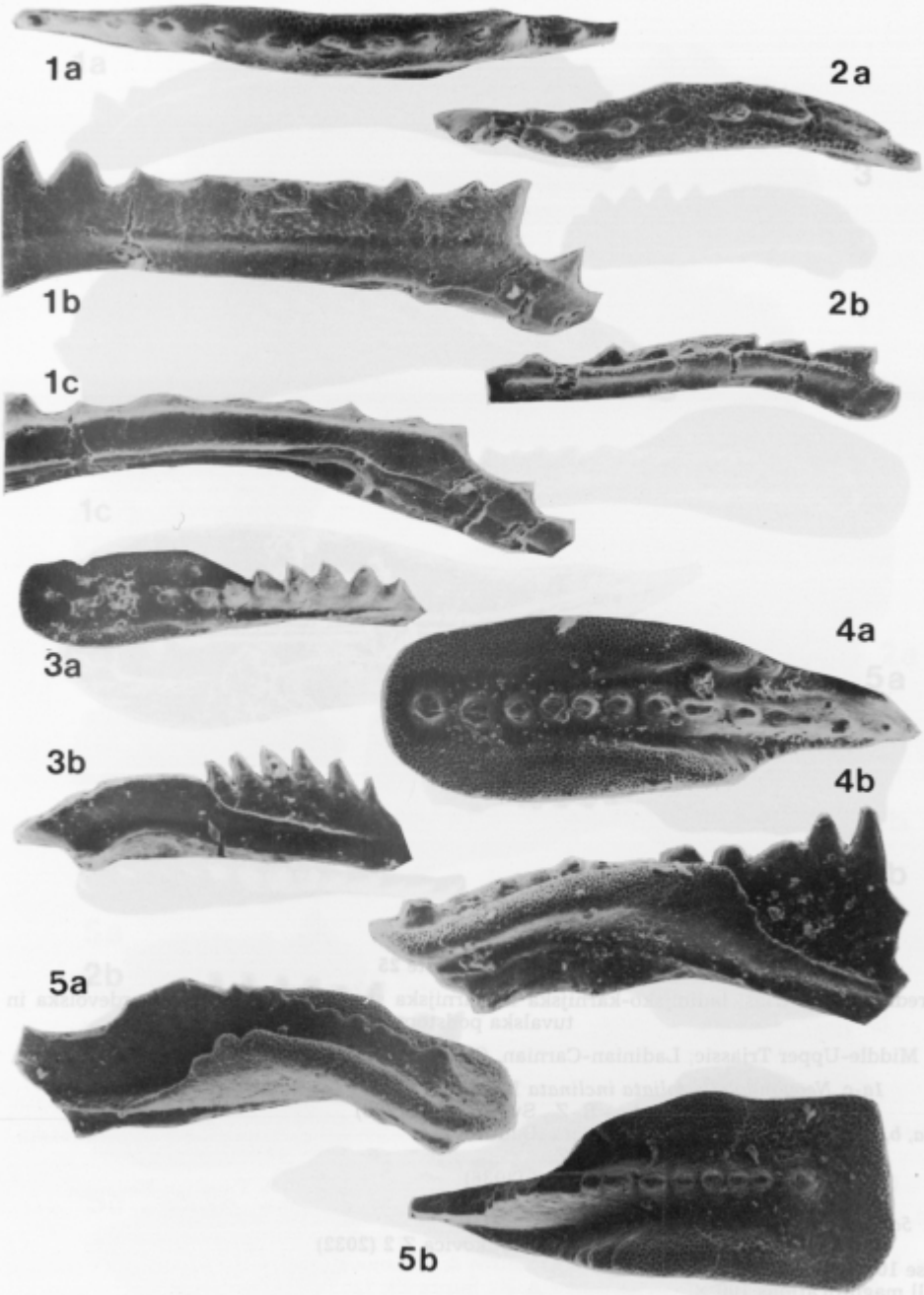

1a
2a
1b
2b
1c
3a
4a
3b
4b
5a
5b



**Tabla 25 – Plate 25**

Srednji-zgonji trias; ladinijsko-karnijska in karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska in tuvalska podstopnja

Middle-Upper Triassic; Ladinian-Carnian, Carnian; Langobardian-Cordevolian, Tuvalian

*1a-c* *Neogondolella foliata inclinata* Kovacs
*Neogondolella foliata* – R. Z., Svetina S 6 (1293)
*2a, b, 3, 4* *Neogondolella foliata foliata* (Budurov)
*Neogondolella foliata* – R. Z.
*2a, b, 4* Zabukovica, CE Z5c 2 (2036)
*3* Kukla BE 4594 (1956)
*5a, b, 6* *Epigondolella abneptis* (Huckriede)
*Epigondolella nodosa* – R. Z. Zabukovica Z 2 (2032)

Vse 100 × povečano
All magnifications 100 ×

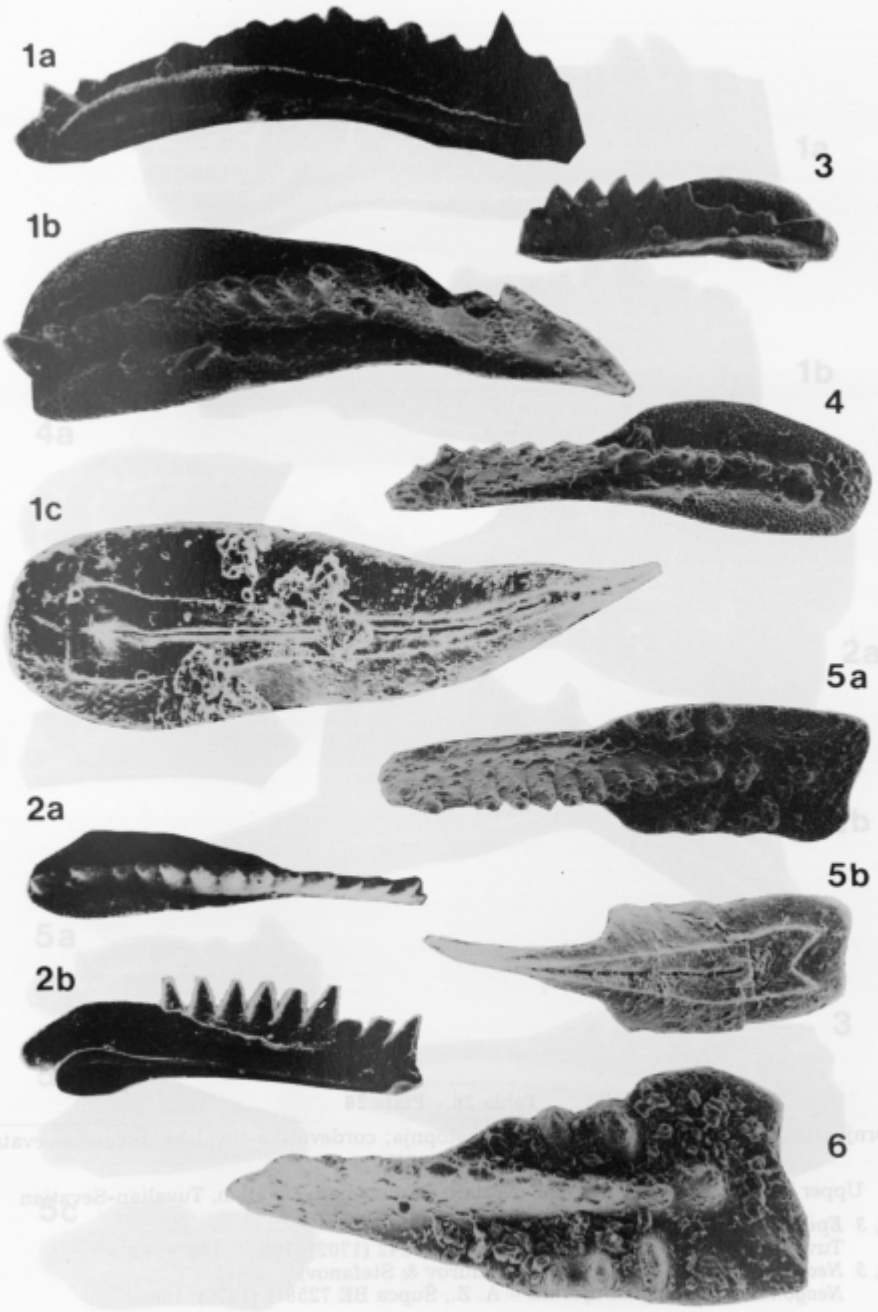

1a
3
1b
4
1c
5a
2a
5b
2b
6



**Tabla 26 – Plate 26**

Zgornji trias; karnijska, karnijsko-norijska stopnja; cordevolska-tuvalska, tuvalska-sevatska podstopnja

Upper Triassic; Carnian, Carnian-Norian; Cordevolian-Tuvalian, Tuvalian-Sevatian

*1, 2, 3* *Epigondolella abneptis* (Huckriede)
Tuvalska-sevatska podstopnja, Šupca BE 7242 (1702); 100 ×, 100 ×; 60 ×
*4, 5* *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov)
*Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7258/1 (1579); 100 ×

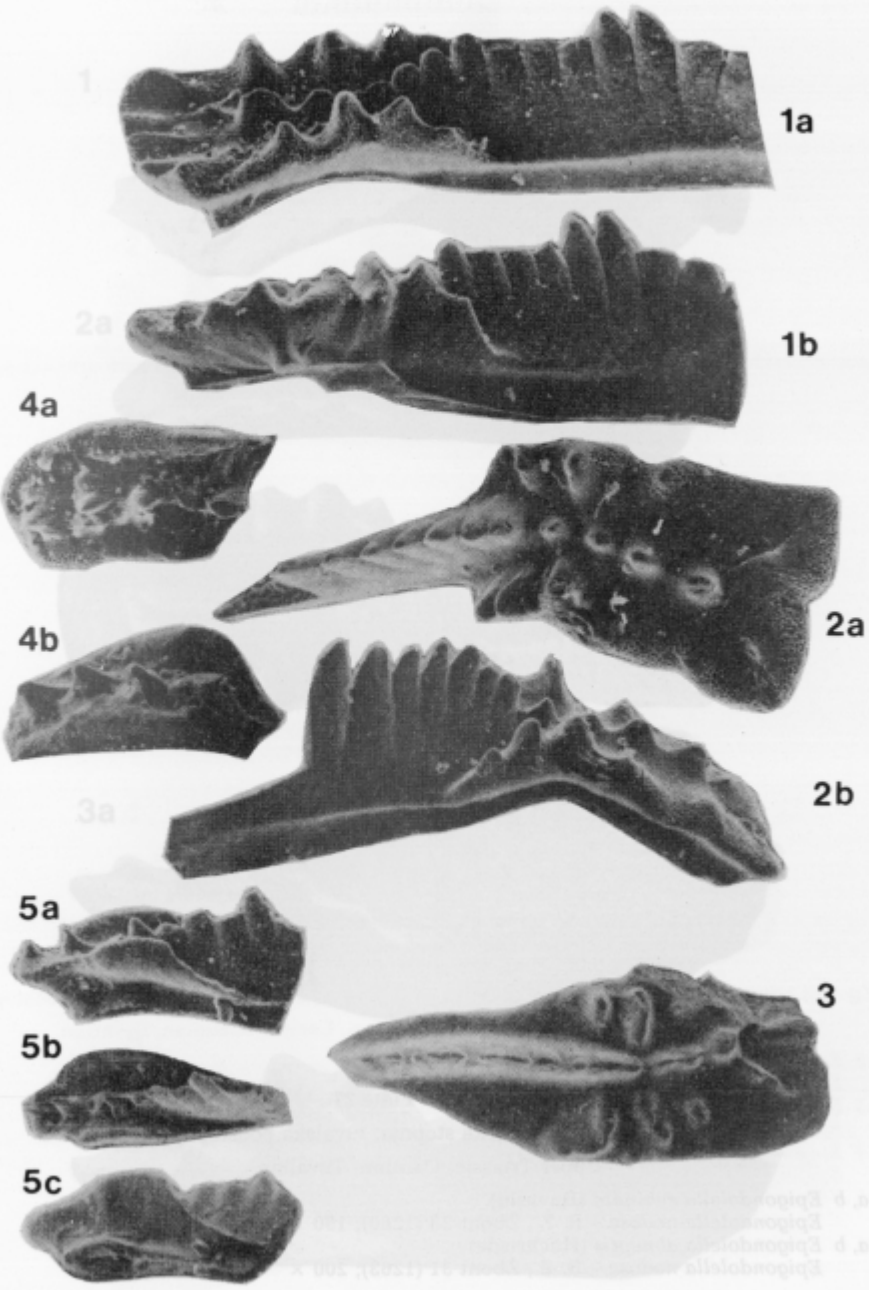

1a
1b
4a
2a
4b
2b
5a
3
5b
5c



**Tabla 27 – Plate 27**

Zgornji trias; karnijska stopnja; tuvalska podstopnja

Upper Triassic; Carnian; Tuvalian

*1, 2a, b* *Epigondolella echinata* (Hayashi)
*Epigondolella nodosa* – R. Ž., Žbont 28 (1260); 190 ×, 190 ×, 160 ×

*3a, b* *Epigondolella abneptis* (Huckriede)
*Epigondolella nodosa* – R. Ž., Žbont 31 (1263); 200 ×

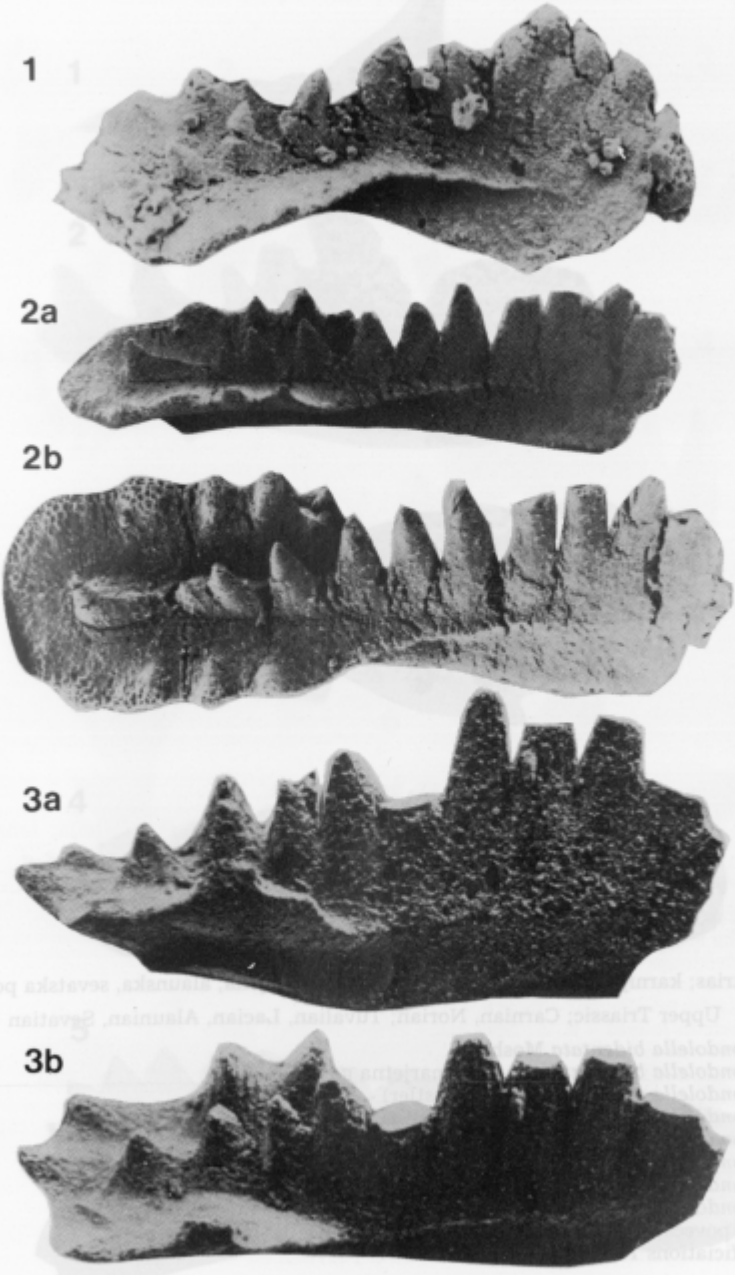

1
2a
2b
3a
3b



**Tabla 28 – Plate 28**

Zgornji trias; karnijska, norijska stopnja; tuvalska, lacijska, alaunska, sevatska podstopnja

Upper Triassic; Carnian, Norian; Tuvalian, Lacian, Alaunian, Sevatian

*1, 2 Epigondolella bidentata* Mosher
*Epigondolella bidentata* – R. Z., Šmarjetna gora 4 (1239)
*3 Epigondolella postera* (Kozur & Mostler)
*Epigondolella postera* – A. Z., Šmarjetna gora, 6 (1241)
*4 Epigondolella abneptis* (Huckriede)
*Epigondolella postera* – A. Z., Šmarjetna gora 5/1 (1240)
*5 Epigondolella nodosa* (Hayashi)
*Epigondolella nodosa* – R. Z., Šmarjetna gora, 10 (1245)
Vse 130 × povečano razen sl. 5. 100 ×
All magnificiations 130 × except fig. 5. 100 ×

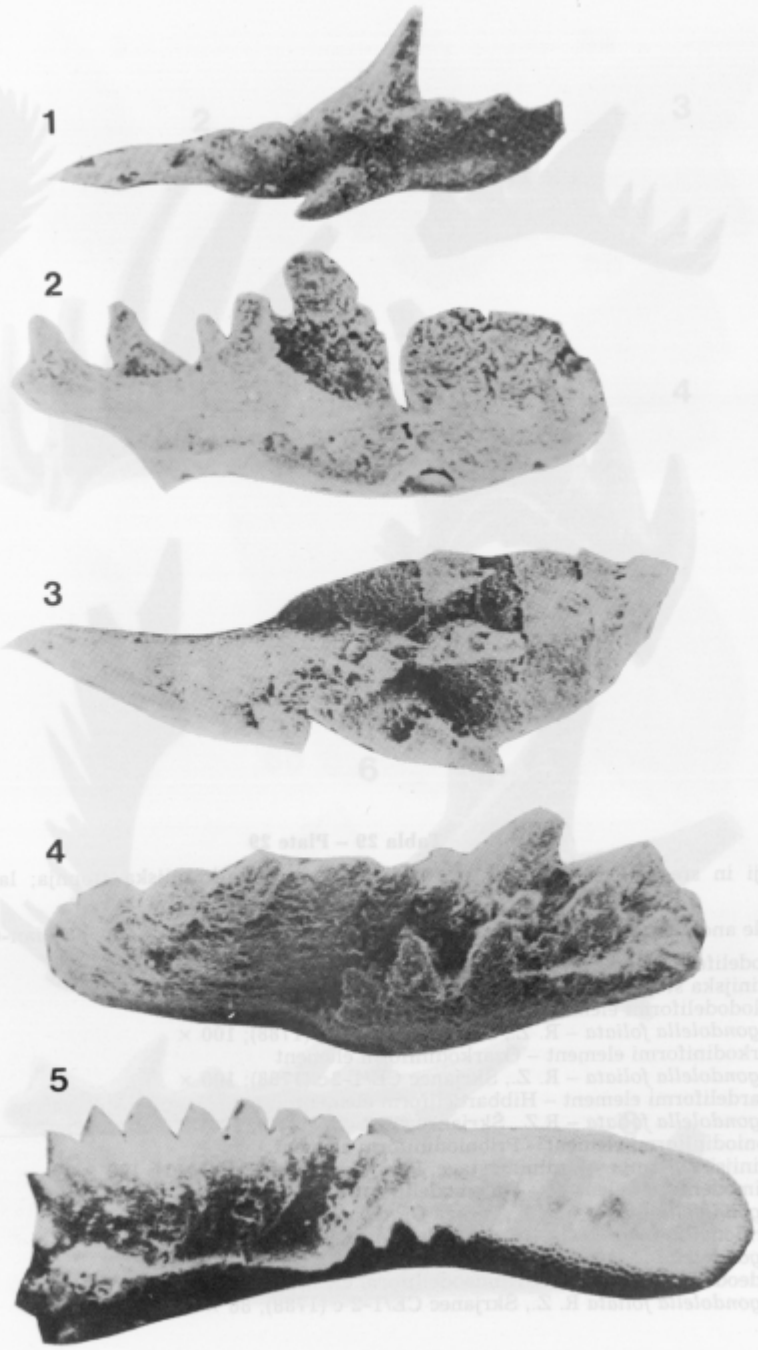

1
2
3
4
5

**Tabla 29 – Plate 29**

Srednji in srednji-zgornji trias; ladinijska in ladinijsko-karnijska stopnja; langobardsko-cordevolska podstopnja

Middle and Middle-Upper Triassic; Ladinian, Ladinian-Carnian; Langobardian-Cordevolian

*1* Hirodeliformi element – Chirodelliform element
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Pokljuka BE 8527 b (1911); 100 ×
*2* Diplododeliformi element – Diplododelliform element
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2c (1788); 100 ×
*3* Ozarkodiniformi element – Ozarkodiniform element
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2c (1788); 100 ×
*4* Hibardeliformi element – Hibbardeliform element
*Neogondolella foliata* – R.Z., Škrjanec CE/1-2b (1858); 100 ×
*5* Prioniodiniformi element – Prioniodiniform element
Ladinijska stopnja – Ladinian stage, Pokljuka BE 8527 b (1911); 100 ×
*6* Didimodeliformi element – Didymodelliform element
*Neogondolella foliata* – R. Z., Straža CE/2-5 (1863); 100 ×
*7* Cipridodeliformi element – Cypridodelliform element
*Neogondolella foliata* – R. Z., Škrjanec CE/1-2 c (1788); 72 ×
*8* Hindeodeliformi element – Hindeodelliform element
*Neogondolella foliata* R. Z., Škrjanec CE/1-2 c (1788); 86 ×

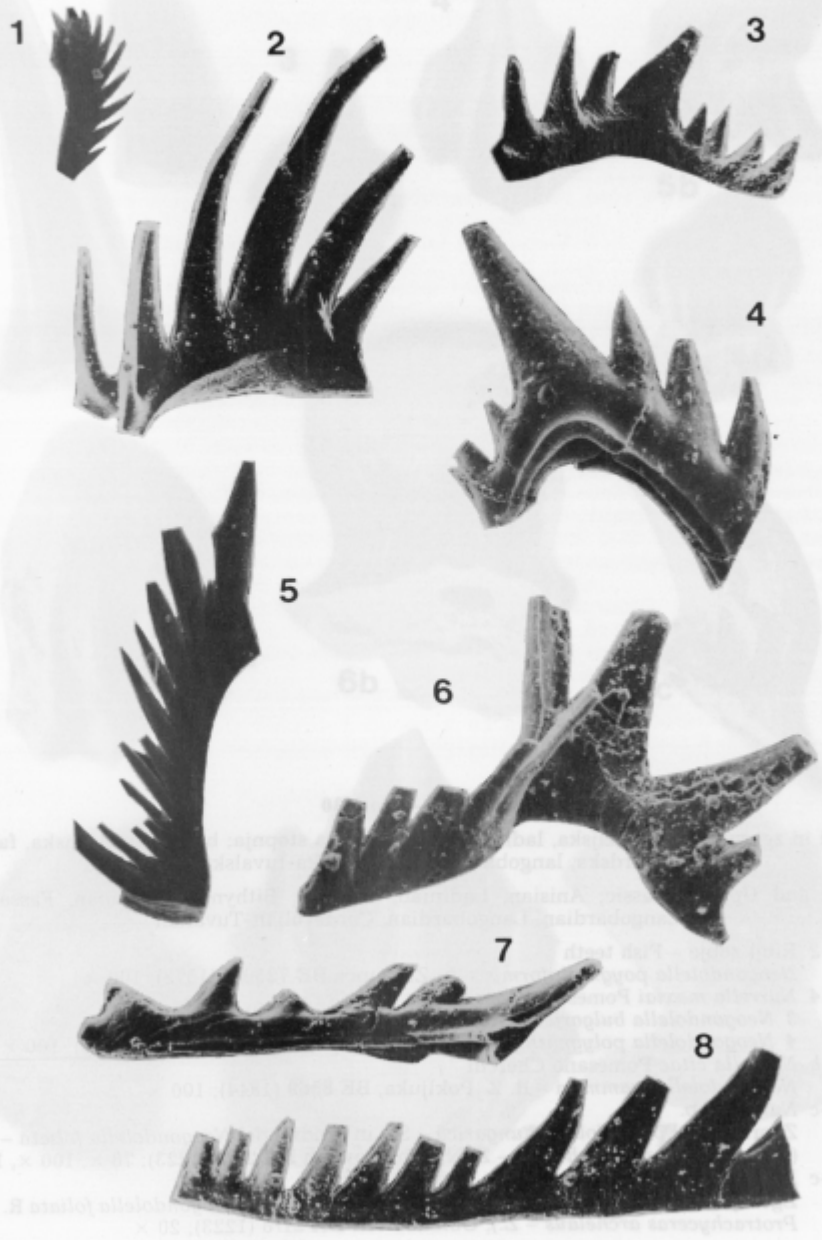
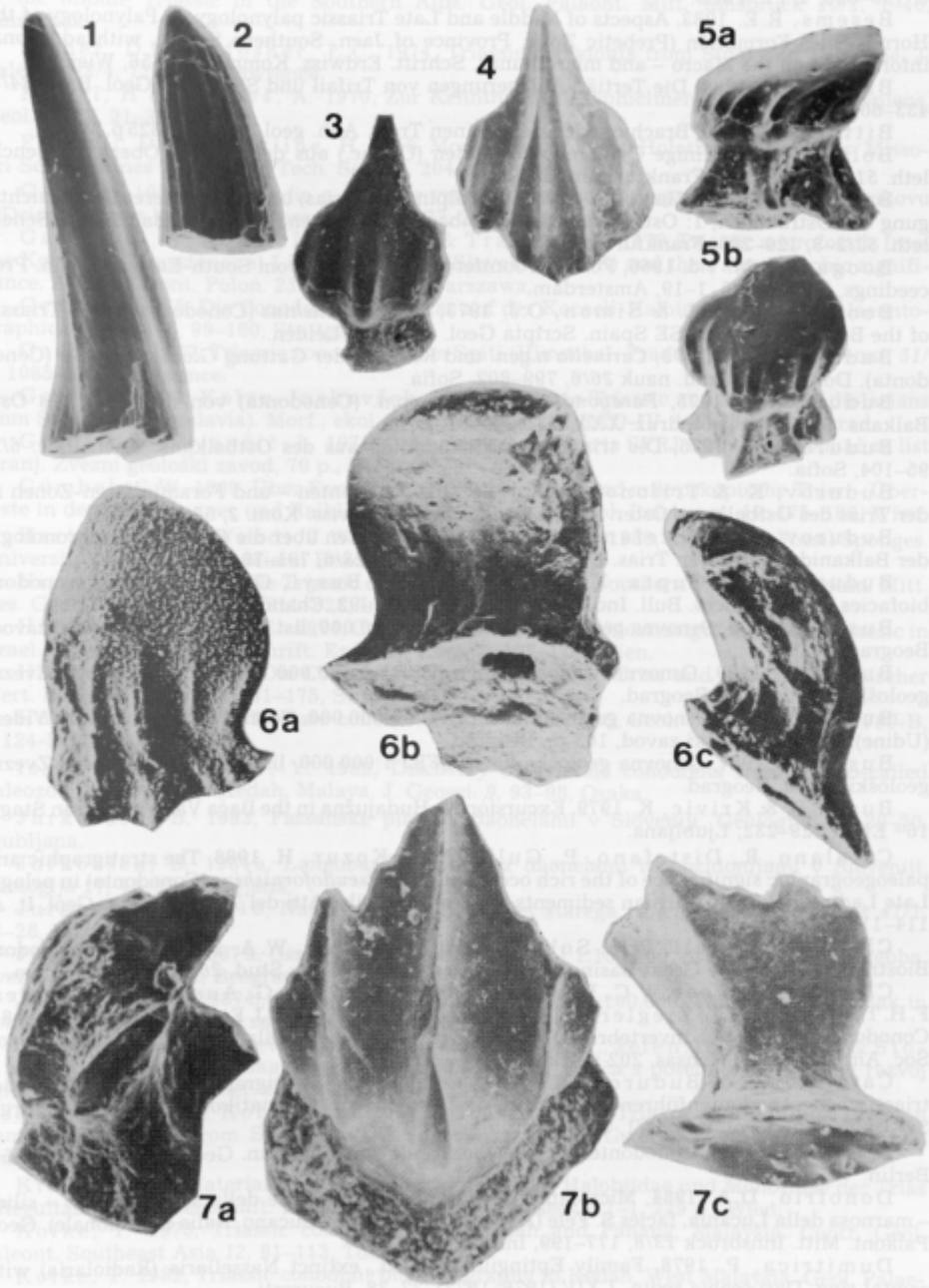

1
2
3
4
5
6
7
8

**Tabla 30 – Plate 30**

Srednji in zgornji trias; anizijska, ladinijska in karnijska stopnja; bitinsko-pelsonska, fassansko-langobardska, langobardska, cordevolska-tuvalska podstopnja

Middle and Upper Triassic; Anisian, Ladinian, Carnian; Bithynian-Pelsonian, Fassanian-Langobardian, Langobardian, Cordevolian-Tuvalian

*1, 2* Ribji zobje – Fish teeth
*Neogondolella poygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/7 (1572); 100 ×
*3, 4* *Nurrella maxiai* Pomesano Cherchi
*3* *Neogondolella bulgarica* – R. Z. Jagršče JA 6 (2054)
*4* *Neogondolella polygnathiformis* – A. Z., Šupca BE 7259/15+16 (1574); 100 ×
*5a, b* *Nurrella citae* Pomesano Cherchi
*Neogondolella trammeri* – R. Z. Pokljuka, BE 8569 (1844); 100 ×
*6a-c* *Nurrella* sp.
Zgornji del *Epigondolella hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* – R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z. N), Oblakov vrh DA 21/8 (1223); 70 ×, 100 ×, 100 ×
*7a-c* *Nurrella vardabassoi* Pomesano Cherchi
Zgornji del *Epigondolella hungarica* – Sz. in spodnji del *Neogondolella foliata* R. Z. (= *Protrachyceras archelaus* – Z.), Oblakov vrh DA 21/8 (1223); 20 ×


1
2
3
4
5a
5b
6a
6b
6c
7a
7b
7c

## Literatura


Appostolescu, V. 1959, Ostracodes du Lias du Bassin de Paris. Rev. Inst. Franc. Pétrole, *6*, 795–826, 4, Pl., Paris.

Besems, R.E. 1983, Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaen, Southern Spain), with additional information on the Macro – and microfaunas. Schrift. Erdwiss. Komm. *5*, 37–56, Wien.

Bittner, A. 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jb. Geol. R.-A. *34*/3, 433–600, Wien.

Bittner, A. 1890, Brachiopoden der alpinen Trais. Abh. geol. R.A. *14*, 325p. Wien.

Bolz, H. 1970, Einige Cytherelloidea-Arten (Ostrac.) aus der alpinen Obertrias. Senck. leth. *51*/2–3, 239–263, Frankfurt am Main.

Bolz, H. 1971, Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 1: Ostrakoden der Zlambach – Schichten, besonders Bairdiidae. Senck. leth. *52*/2–3, 129–283, Frankfurt am Main.

Boogaard, M. v.d. 1966, Post-Carboniferous conodonts from South-Eastern Spain. Proceedings, Ser. B *59*/5, 1–19, Amsterdam.

Boogaard, v.d. M. & Simon, O.J. 1973, *Pseudofurnishius* (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain. Scripta Geol. *16*, 1–23, Leiden.

Budurov, K.J., 1973, *Carinella* n.gen. und Revision der Gattung *Gladigondolella* (Conodonta). Dokl. Bulg. akad. nauk *26*/6, 799–802, Sofia.

Budurov, K. 1975, *Paragondolella foliata* sp.n. (Conodonta) von der Trias des Ost-Balkans. Spis. Blg. geol. druž. *XXXVI* (1), 79–81, Sofia.

Budurov, K. 1976, Die triassischen Conodonten aus des Ostbalkans. Geol. Balc. *6*/2, 95–104, Sofia.

Budurov, K. & Trifonova, E. 1974, Die Conodonten – und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans. Öster. Akad. Wiss. Schrift. Erdwiss. Kom. *2*, 57–62, Wien.

Budurov, K.J. & Stefanov, S.A. 1975, Neue Daten über die Conodonten-chronologie der Balkaniden Mittleren Trias. Dokl. Bolg. akad. nauk *28*/6, 791–794, Sofia.

Budurov, K.J., Gupta, V.J., Sudar, M.N. & Buryi, G.I. 1983, Triassic conodont biofacies and provinces. Bull. Ind. Geol. Assoc. *16*/1, 87–92, Chandigarh.

Buser, S. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Celje. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1979, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač lista Celje, Zvezni geološki zavod, 72 p., Beograd.

Buser, S. 1986, Osnovna geološka karta SFRJ 1:000.000. Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine). Zvezni geološki zavod, 103 p., Beograd.

Buser, S.. 1987, Osnovna geološka karta SFRJ 1:000.000, lista Tolmin in Videm. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. & Krivic, K. 1979, Excursion M, Hudajužna in the Bača Valley-Carnian Stage. 16th EMC, 229–232, Ljubljana.

Catalano, R., Distefano, P., Gullo, M. & Kozur, H. 1988, The stratigraphic and paleogeographic significance of the rich occurrences of *Pseudofornishius* (Conodonta) in pelagic Late Ladinian – Early Carnian sediments in Western Sicily. Atti del 74° Cong. Soc. Geol. It. A, 114–118, Sorrento.

Clark, D.L., Paull, R.K., Solien, M.A. & Morgan, W.A. 1979, Triassic Conodont Biostratigraphy in the Great Basin. Brigham Young Univ. Geol. Stud. *26*/3, 179–186, Provo.

Clark, D.L., Sweet, W.C., Bergström, S.M., Klapper, G., Austin, R.L., Rhodes, F.H.T., Müller, K.J., Ziegler, W., Lindström, M., Miller, J.F. & Harris, A.G., 1981, Conodonta. Treatise of Invertebrate Paleontology, Part W (Miscellanea), Supplement 2. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas, 202 p., Boulder.

Čatalov, G. & Budurov, K., 1978, Conodonten, Stratigraphie und Lithologie der triassischen conodontenführenden Niveaus im Erzfeld von Gramatikovo (Strandža Gebirge, SO-Bulgarien). Geol. Balc. *8*/1, 81–93, Sofia.

Diebel, K. 1956, Conodonten in der Oberkreide von Kamerun. Geologie *5*/4–5, 424–450, Berlin.

Donofrio, D.A. 1984, Microfaune Triassiche e Giurassiche della serie calcareo – silico – marnosa della Lucania, facies S. Fele (Appennino Campano-Lucano, Italia meridionale). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *13*/8, 177–199, Innsbruck.

Dumitrica, P. 1978, Family Eptingiidae n.fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagital ring. Dari seama sedin. *LXIV* (1976–1977), 27–38, Bucuresti.

Dumitrica, P. 1982, Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) Eastern Carpathians and Southern Alps. Dari seama sedim. *LXVII/3* (1979–1980), 57–74, Bucuresti.

Dumitrica, P., Kozur, H. & Mostler, H. 1980, Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10/1*, 1–46, Innsbruck.

Eicher, D.B. & Mosher, L.C. 1974, Triassic conodonts from Sinai and Palestine. J. Paleont. *48/4*, 727–739, Lawrence.

Flügel, H & Ramovš, A. 1970, Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. Geol. vj. *23*, 21–36, Zagreb.

Frizzell, D.L. & Exline, H. 1955, Monograph of Fossil Holothurian Sclerites. Missouri School Mines Met., Bull., Tech. Ser. *89*, 204 p., Rolla.

Gaal, L. 1982, Stratigrafia a facialne vzt'ahy triaskovych vapnencov silickeho prikovu v Drienčanskom krase. Geol. prace, Spravy *77*, 29–48, Bratislava.

Gazdzicki, A., Kozur, H., Mock, R. & Trammer, J. 1978, Triassic microfossils from the Korytnica Limestones at Liptovska Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphic significance. Acta Palaeont. Polon. *23/3*, 351–373, Warszawa.

Gedik, J. 1975, Die Conodonten der Trias auf der Kocaeli-Halbinsel (Türkei). Palaeontographica A *150/4–6*, 99–160, Stuttgart.

Goel, R.K. 1977, Triassic conodonts from Spiti (Himachal, Pradesh), India. J. Paleont. *51/6*, 1085–1101, Lawrence.

Goričan, Š. & Kolar-Jurkovšek, T. 1984, Some Triassic and Jurassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). Morf., ekol. evol. radiol. EURORAD-IV, 149–158, Leningrad.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Kranj. Zvezni geološki zavod, 70 p., Beograd.

Gümbel, C.W. 1869, Über Foraminiferen, Ostracoden, und mikroskopische Thier – Überreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. Jb. k.k. Geol. Reichanst. *19*, 175–186, Wien.

Hartman, W.D., Wendt, J.W. & Wiedenmayer, F. 1980, Living and Fossil Sponges. University of Miami, 274, Miami Beach.

Hirsch, F. 1972, Middle Triassic conodonts from Israel, Southern France and Spain. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*. 811–828, Innsburck.

Hirsch, F. & Gerry, E. 1974, Conodont-and ostracode-biostratigraphy of the Triassic in Israel. Öster. Akad. Wiss. Schrift. Erdwiss. Kom. *2*, 107–114, Wien.

Huckriede, R. 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. Paläont. Z. *32/3–4*, 141–175, Stuttgart.,

Huddle, J.W. 1970, Triassic conodonts from Israel. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. *700*-B, B 124-B 130, Washington.

Ishii, K. & Nogami, Y. 1966, Discovery of Triassic conodonts from the so-called Paleozoic Limestone in Kedah, Malaya. J. Geosci. *9*, 93–98, Osaka.

Jurkovšek, B. 1983, Fassanske plasti z daonelami v Sloveniji. Geologija *26*, 29–70, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1984a, Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji. Geologija *17*, 41–95, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1984b, Najdba 210 milijonov let starega ribjega okostja. Proteus *47/1*, 23–26, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1987a, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, lista Beljak in Pontebba. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Jurkovšek, B. 1987b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač listov Beljak in Pontebba. Zvezni geološki zavod, 59 p., Beograd.

Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jelen, B., Šribar, L. & Stojanovič, B. 1984, Geološka zgradba ozemlja južno od Vršiča s posebnim ozirom na razvoj karnijskih plasti. Rud.-met. zbor. *31/3–4*, 301–334, Ljubljana.

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 1986, A Late Triassic (Carnian) fish skeleton (family Birgeriidae) from Slovenia, NW Yugoslavia. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *8*, 475–478, Stuttgart.

Kittl, E. 1912, Materialen zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias – Rezultate der Wissenschaft. Erforschung des Balattonsees *1/1–1*, 229 p., Wien.

Koike, T. 1973, Triassic conodonts from Kedah and Pahang, Malaysia. Contr. Geol. Paleont. Southeast Asia *12*, 91–113, Tokyo.

Koike, T. 1982, Triassic conodont biostratigraphy in Kedah, West Malaysia. Geol. Palaeont. Southeast Asia *23*, 9–51, Tokyo.

Kolar, T. 1979, Konodonti v škofjeloškem apnencu na Šmarjetni gori. Geologija *22/2*, 309–325, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1981, Konodontne analize za list Rogatec 1:100.000 – 1980. Manuskript v knjižnjici Geološkega zavoda Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1982a, Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita. Geologija *25/1*, 167–188, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1982b, Zgornjetriasni konodonti v Sloveniji. Zbornik radova, Knjiga *I*, X. jubilarni kongres geologa Jugoslavije, 155–160, Budva.

Kolar-Jurkovšek, T. 1983, Srednjetriasni konodonti Slovenije. Rud.-met. zbor. *30/4*, 323–364, Ljubljana

Kolar-Jurkovšek, T. 1985, Rewiev of some Triassic conodonts from Slovenia (NW Yugoslavia). Fourth European Conodont Symposium (ECOS IV), Abstracts, 16, Nottingham.

Kolar-Jurkovšek, T. 1988, Mikrofauna srednjeg i gornjeg trijasa Slovenije i njen biostratigrafski značaj. Doktorska disertacija, manuskript, Univerzitet u Beogradu, 180 p., Beograd.

Kolar-Jurkovšek, T. 1989a, New radiolaria from the Ladinian substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *3*, 155–165, Stuttgart.

Kolar-Jurkovšek, 1989b (1990), New ostracod and conodont species from the Triassic strata of Slovenia (NW Yugoslavia). Geologija *31,32, (1988–1989)*, 219–224, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T., Buser, S. & Jurkovšek, B. 1983, Zgornjetriasne plasti zahodnega dela Pokljuke. Rud.-met. zbor. *30/2–3*, 151–185, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Placer, L. 1987, Ladinijsko-karnijska mikrofavna iz psevdoziljskih plasti Posavskih gub. Geol. vj. *40*, 53–64, Zagreb.

Kollmann, K. 1963, Ostracoden aus der alpinen Trias. Jb. Geol. B. A. *106*, 121–203, Wien.

Kovacs, S. 1977, New conodonta from the North Hungarian Triassic. Acta Miner.-Petr. *XXIII*/1, 77–90, Szeged.

Kovacs, S. 1983, On the evolution of excelsa – stock in the Upper Ladinian – Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). Schrift. Erdwis. Kom. *5*, 107–120, Wien.

Kovacs, S. & Kozur, H. 1980a, Some remarks on Middle and Upper Triassic platform conodonts. Rec. Res. Geol. *5*, 541–581, Delhi.

Kovacs, S. & Kozur, H. 1980b, Stratigraphische Reichweite der Wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel-und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10/2*, 47–78, Innsbruck.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Geol. R. A., 101 p., Wien.

Kozur, H. 1970, Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakonyhochlandes (Ungarn). Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck *58*, 384–428, Innsbruck.

Kozur, H. 1971a, Die Bairdiacea der Trias. Teil I: Skulpturierte Bairdiidae aus mittertriassischen Flachwasserablagerungen. Geol. Paläont. Mitt. Jbk. *1/3*, 1–27, Innsbruck.

Kozur, H. 1971b, Die Bardiacea der Trias. Teil II: Skulpturierte Bairdiidae aus mitteltriassischen Tiefschelfablagerungen. Geol. Paläont. Mitt. Ibk. *1/5*, 1–21, Innsbruck.

Kozur, H. 1971c, Die Bairdiacea der Trias. Teil III., Einige neue Arten triassischer Bairdiacea und Bemerkungen zur Herkunftt der Macrocyprididae (Cypridacea). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *1/6*, 1–18, Innsbruck.

Kozur, H. 1972, Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2/11*, 1–37, Innsbruck.

Kozur, H. 1972a, Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologischen Untersuchungen. Mitt. Ges. Geol. Bergbarustud. *22*, 623–660, Innsbruck.

Kozur, H. 1973, Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *3/1*, 1–3, Innsbruck.

Kozur, H. 1974, Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *4/1*, 1–35, Innsbruck.

Kozur, H. 1975, Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. Feiberger Forsch.-H. *C 314*, 51–77, Leipzig.

Kozur, H. 1980, Revision der Conodontenzonierung der Mittel-und Obertrias des Tethyalen Faunenreich. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10/3–4*, 79–172, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1970, Holothuriensklerite aus der Unter-und Mitteltrias des germanischen Beckens und alpinen Raumes sowie deren stratigraphische Bedeutung. Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr. Feier Univ. Innsbruck, 361–398, Innsbruck.

Kozur, H. & Niklas, L. 1970, Ostrakoden aus dem Plattenkalk-Niveau des Hauptdolomites (Rhätikon). Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 309–320, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1972, Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische untersuchungen in der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 777–810, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1972, Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2*/4, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1972a, Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2*/12, 1–47, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1973, Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen in Raume Csövar, Ungarn. Verh. Geol. B.-A. *2*, 291–326, Wien.

Kozur, H., Kampchuur, W., Mulder-Blanken, CW.H. & Simon, O.I. 1974, Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (Southern Spain) Scripta Geologica *23*, 1–56, Leiden.

Kozur, H. & Mock, R. 1974, Holothurien-Sklerite aus der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. zbor.-Geol. Carp. *25*/1, 113–143, Bratislava.

Kozur, H. & Mostler, H. 1978, Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II: Oberfamilie Trematodiscacea Haeckel 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *8*, Festschrift W. Heissel, 123–182, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1979, Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III, Die Oberfamilien Actinommacea Haeckel 1862 emend., Artiscacea Haeckel 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck. *9*/1–2, 132, p., Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1981, Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haeckel, 1862, Hexastylacea Haeckel, 1882 emend. Petruševskaja, 1979, Spongurachea Haeckel, 1862, emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck Sonderbd., 208 p., Innsbruck.

Kristan-Tollmann, E. 1963, Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. Sitzungsberichte *I*, 172/6–8, 351–380, Wien.

Kristan-Tollmann, E. 1969, Zur stratigraphische Reichweite der Ptychobairdien und Anisobairdien (Ostracoda) in der alpinen Trias. Geol. Palaenot. *3*, 81–95, Marburg.

Kristan-Tollmann, E. 1970, Einige neue Bairdien (Ostracoda) aus der alpinen Trias. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *135*/3, 268–310, Stuttgart.

Kristan-Tollmann, E. 1971, Weitere Beobachtungen an skulpturierten Bairdiidae (Ostrac.) der alpinen Trias. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *139*/1, 57–81, Stuttgart.

Kristan-Tollmann, E. 1973, Zur Ausbildung des Schliessmuskelfeldes bei triadischen Cytherellidae (Ostracoda). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *6*, 351–373, Stuttgart.

Kristan-Tollmann, E. 1978, Bairdiidae (Ostracoda) aus den obertriadischen Cassianer Schischten der Ruones-Wiesen bei Corvara in Südtirol. Öster. Akad. Wiss. Schrift. Erdwiss. Kom. *4*, 77–104, Wien.

Kristan-Tollmann, E. 1983, Ostracoden aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina. Schrift. Erdwiss. Kom. *5*, 121–176, Wien.

Kristan-Tollmann, E. & Krystyn, L. 1975, Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus Gebirge, Türkei I). Sitzungsberichte *184*/1–10, 259–340, Wien.

Kristan-Tollmann, E. Tollmann, A. & Hamedani, A. 1980, Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. Mitt. österr. geol. Ges. *73*, 163–235, Wien.

Krivic, K. 1977, Mezozoik v Sloveniji. Raziskave triasnih konodontov I. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Krivic, K. 1978, Mezozoik v Sloveniji. Raziskave triasnih konodontov v Sloveniji II. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Krivic, K. 1979, Mezozoik v Sloveniji. Raziskave triasnih konodontov v Sloveniji III. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Krivic, K. & Premru, U. 1976, Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu. Geologija *19*, 9–27, Ljubljana.

Krivic, K. & Stojanovič, B. 1978, Konodonti v triadnem apnencu pri Prikrnici. Geologija *21*/1, 41–46, Ljubljana.

Krstić, N. 1980, Prilog za poznavanje stratigrafije i tektonike jugoistočne Srbije. Zapisnici Srp. geol. dr. 1979, 203–208, Beograd.

Krystyn, L. 1973, Zur Ammoniten- und Conodonten- Stratigraphie der Hallstäter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). Verh. Geol. B.-A. *1*, 113–153, Wien.

Krystyn, L. 1980, Field Trip B. Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). Abh. Geol. B.-A. *35*, 61–98, Wien.

Krystyn, L. 1983, Das Epidaurus – Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. Schrift. Erdwiss. Kom. *5*, 231–258, Wien.

Lahm, B. 1984, Spumellarien faunen (Radiolaria) aus den mitteltrassischen Buchensteiner-Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassichen Reiflingerkalken von Grossreifling (Österreich) – Systematik-Stratigraphie. Münch. Geowiss. Abh. *A*, 123, p., München.

Lieberman, H.M. 1979, Die Bivalven – und Ostracodenfauna von Raibl und ihr stratigraphischer Wert. Verh. Geol. B.-A. *2*, 85–131, Wien.

Mehes, G. 1911, Über Trias-Ostrakoden aus dem Bakony. Res. Wiss. Erforsch. Baltonsees *I*/1, 1–38, Wien.

Mietto, P. & Petroni, M. 1979, I conodonti a piattaforma del limite Anisico – Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto (Prealpi Vicentine, Italia nordorientale). Mem. Sci. Geol. *32*, 1–11, Padova.

Mietto, P. & Petroni, M. 1981, The ladinian platform conodonts in the Campogrosso section (Recoaro area – NE Italy) and their stratigraphic significance. Riv. Ital. Paleont. *86*/3, 543–562, Milano.

Mirauta, E. & Gheorghian, D.M. 1978, Etude microfaunique des formations Triasiques (Transylvaines, Bucoviniennes et Gétiques) des Carpathes orientales. Dari seama *LXIV*, 109–161, Bucuresti.

Mišik, M., Mock, R. & Sykora, M. 1977, Die Trias der Karpaten. Geol. zbor. – Geol. Carp. *28*/1, 27–70, Bratislava.

Mock, R. 1979, Gondolella carpathica ns. p., eine wichtige tuvalische Conodontenart. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck *9*/4, 171–174, Innsbruck.

Mosher, L.C. 1968a, Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their Correlation. J. Paleont. *42*/4, 895–946, Tulsa.

Mosher, L.C. 1968b, Evolution of Triassic platform conodonts. J. Paleont *42*/4, 947–954, Tulsa.

Mostler, H. 1967, Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). Verh. Geol. B.-A. *1–2*, 177–188, Wien.

Mostler, H. 1968, Holothurien-Sklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken. Alpenkund. Stud., Ver. Univ. Innsbruck *2*, 1–36, Innsbruck.

Mostler, H. 1971, Über einige Holothuriensklerite aus der Süd-und Nordalpinen Trias. Festband d. Geol. Inst. 300 Jahr.-Feier Univ. Innsbruck. 339–360, Innsbruck.

Mostler, H. 1972, Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre Stratigraphische Bedeutung. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud *21*, 729–744, Innsbruck.

Mostler, H. 1972a, Die Spiculae triassischer Porifera. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 539–546, Innsbruck.

Mostler, H. 1976, Poriferenspicuale der alpinen Trias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *6*/5, 1–42, Innsbruck.

Mostler, H. 1978, Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferen spiculae. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *7*/3, 1–28, Innsbruck.

Mostler, H. 1986, Neue Kieselschwämme aus den Zlambachschichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *13*/14, 331–361, Innsbruck.

Nakaseko, K. & Nishimura, A. 1979, Upper Triassic radiolaria from southwest Japan. Sci. Rep., Col. Gen. Educ. Osaka. Univ. *28*/2, 61–85, Osaka.

Nicora, A. 1981, *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard in the Upper Triassic of Southern Alps and Turkey. Riv. Ital. Paleont. *86*/4, 769–778, Milano.

Oraveczné Scheffer, A. 1979, Pelagic Crinoids from Triassic sediments of the Transdanubia (W-Hungary). Föld.Közl., Bull. Hungarian Geol. Soc. *109*, 75–100, Budapest.

Pantić. S. 1969, Trijaski konodonti na području jugoslavenskih Dinarida. Geol. an. Balk. pol. *34*, 429–434, Beograd.

Papšova, J. & Pevny, J. 1982, Finds of conodonts in Riefling limestones of the west Carpathians (the Choč and the Stražov nappes). Zapadne Karpaty, ser. paleont. *8*, 77–90, Bratislava.

Parona, C.F. 1890, Radiolarie nei noduli selciosi del calcare Giurese di Cittglio. Boll. d. Soc. Geol. Ital. *IX*, 1–46, Roma.

Pessagno, E.A. Jr., Finch, W. & Abbott, P.L. 1797, Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. Micropaleontology *25/2*, 160–197, New York.

Pevny, J. 1981, Konodonty a holoturie triasu Stražovskej hornatiny. Zemni plin a nafta *26/4*, 605–610, 891–915, Bratislava.

Pohar, J. & Premru, U. 1972, Conodontenuntersuchungen in den Save-Falten zwischen Domžale und Trojane (Slowenien). Bul. sci. Sect. A-17/5–6, 156–158, Zagreb.

Pomesano Cherchi, A. 1967, I conodonti del Muschelkalk della Nurra (Sardegna nord-occidentale). Riv. Ital. Paleont. *73/1*, 205–272, Milano.

Pomesano Cherchi, A. 1969, Notes on the taxonomical problem of »*Nurrella*«. Riv. Ital. Paleont. *75/4*, 693–696, Milano.

Premru, U., Stojanovič, B., Cajhen, J., Jelen, M., Šribar, L., Ogorelec, B., & Krivic, K., 1978, Triadne plasti na listu Ljubljana, I. faza. Mezozoik v Sloveniji. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geogr. vest. *22*, 191–214, Ljubljana.

Ramovš, A. 1972, Mikrofauna der alpinen und voralpinen Trias Sloweniens. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 413–426, Innsbruck.

Ramovš, A. 1977, Skelettapparat von *Pseudofurnishius murchianus* (Conodontophorida) in Mitteltrias Sloweniens (NW Jugoslawien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *153/3*, 361–399, Stuttgart.

Ramovš, A. 1978a, Zgornjekarnijski in spodnjenoriški konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem. Geologija *21/1*, 47–60, Ljubljana.

Ramovš, A. 1978b, Mitteltriassische Conodonten-clusters in Sloweien. NW Jugoslawien. Paläont. Z. *52/1–2*, 129–137, Stuttgart.

Ramovš, A. 1980, Po poteh okamnelega življenja v tržiškem prostoru. Tržiški zbornik *2*, 1–80, Tržič.

Ramovš, A. 1981, Nova spoznanja o razvoju julskih in tuvalskih plasti v severnih Julijskih Alpah. Rud. – met. zbor. *28/2–3*, 177–181, Ljubljana.

Ramovš, A. 1984, Nova spoznanja o karnijsko norijski meji v vzhodnih Julijskih Alpah. Zbornik radova ANUBiH *8*, 213–218, Sarajevo.

Ramovš, A. 1985a, *Pseudofurnishius murchianus* (Conodonta) v Sloveniji in njegov stratigrafski pomen. Razprave IV. razr. SAZU *26*, 267–280, Ljubljana.

Ramovš, A. 1985b, Geološke raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratigrafski razvoj. Jeklo in ljudje *V*, 391–428, Jesenice.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1983a, Razvoj anizijskih plasti pri Tržiču s posebnim ozirom na novo odkrito »ilirsko« podstopnjo. Geol. zbor. *4*, 37–45, Ljubljana.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1983b, Razvoj ladinijskih plasti nad Šupco južno od Vršiča. Geol. zbor. *4*, 81–91, Ljubljana.

Ramovš, A. & Turnšek, D. 1984, Lower Carnian reef buildups in the northern Julian Alps (Slovenia, NW Jugoslavia). Razprave IV. razr. SAZU *25*, 161–209, Ljubljana.

Reif, W.E. 1985, Squamation and ecology of sharks. Curier Forschungsinst. Senckenberg *78*, 1–101, Frankfurt.

Reif, W.E. & Goto, M. 1979, Placoid scales from the Permian of Japan. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *4*, 201–207, Stuttgart.

Senowbari-Daryan, B. 1980, *Barbafera carnica* n.g., n.sp., ein Problematikum aus den Cidaris-Schichten (Gosaukamm, Oberösterreich und Amphiclinen Schichten (Slowenien, Jugoslawien) – Karn (Ober-Trias). (Beiträge zur Paläontologie und Mikrofazies der obertriadischen Riffe des alpin-mediterranen Gebietes, 20), Verh. Geol. B.-A. *180/2*, 105–113, Wien.

Sohn, J.G. 1964, Significance of new marine Triassic ostracodes from North America and Eurasia. Geol. Soc. Am., Program & Abstracts, Annual Meeting, 190, Miami Beach.

Sohn, I.G. 1968, Triassic ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel, Geol. Surv. Bull. *44*, 1–71, Jerusalem.

Sohn, J.B. 1984, Tethyan marine Triassic ostracodes in northeastern Alaska. U.S. Geol. Survey Circ. *939*, 21–23, Washington.

Sohn, J.G. 1987, Middle and Upper Triassic marine Ostracoda from the Shublik Formation, northeastern Alaska. U.S. Geol. Surv. Bull *1664*, Shorter Contrib. Paleont. Strat., C1–C24, Washington.

Speckmann, P. 1968, Holothurien-Sklerite aus der Mittel-Trias der Ostalpen. Mitt. Bayer Staatssamm. 1. Paläont. hist. Geol. *8*, 197–218, München.

Stefanov, S.A. 1970, Einige Holothurien-Skerite aus der Trias in Bulgarien. Spis. Blg. Geol. Druž., God. *31/1*, 41–48, Sofia.

Stefanov, A. & Urošević, D. 1972, Skleriti holoturija iz srednjeg trijasa istočne Srbije. Vesnik *XXIX/XXX A*, 263–269, Beograd.

Stur, D. 1958, Das Isonzo-Tal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. J. geol. R.A., 324–366, Wien.

Styk, O. 1982, Biostratigrafia osadow epikontinentalnego triasu Polski na podstawie malzoraczkow. Bull. inst. geol. *329*, XI, 5–62, Warszawa.

Sudar, M. 1977, Prilog poznavanju mikrofacija trijasa kanjona reke Uvac. Geol. an. Balk. pol. *XLI*, 281–292, Beograd.

Sudar, M. 1981a, Konodontske cone gornjeg triasa područja između Sarajeva i Plevalja. Zapisnici Srp. geol. dr. za 1980, 125–131, Beograd.

Sudar, M. 1981b, Biostratigrafski prikaz gornjeg trijasa područja između Sarajeva, Priboja i Plevalja na osnovu mikrofavne. Geol. an. Balk. pol *XLV*, 229–260, Beograd.

Sudar, M. 1986a, Značaj konodonata za biostratigrafiju trijasa unutrašnjih Dinarida Jugoslavije. 11. kongres geol. Jug., 2. knjiga, 113–124, Tara.

Sudar, M. 1986b, Mikrofosili i biostratigrafija trijasa unutrašnjih Dinarida Jugoslavije između Gućeva i Ljubišnje. Geol. an. Balk. pol. *L*, 394 p., Beograd.

Sweet, W.C., Mosher, L.C., Clark, D.L., Collinson, J.W. & Hassenmueller, W.A. 1971, Conodont biostratigraphy of the Triassic. Geol. Soc. Am. Mem. *127*, 441–465, Boulder.

Šribar, L., Buser, S., Jelen, M., Kolar, T. in Ogorelec, B. 1980, Triasne plasti obrobja celjske kotline (območje med Gozdnikom, Šmohorjem, Tremerjem in Svetino). Fosili Slovenije. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Šribar, L., Jelen, B., Kolar-Jurkovšek, T., Ogorelec, B., Pavšič, J. & Premru U. 1981, Triadne plasti Podrečja in Velike planine. Fosili Slovenije. Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Teller, F. 1910, Geologie des Karawankentunnels. Denkschr. Math. – naturwiss. K. Akad. Wiss. Wien *82*, 143–250, Wien.

Turnšek, D., Buser, S. & Ogorelec, B. 1982, Carnian coral sponge reefs in the Amphiclina beds between Hudajužna and Zakriž (Western Slovenia). Razprave IV. razr. SAZU *24*, 1–48, Ljubljana.

Turnšek, D. & Ramovš, A. 1987, Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the Northern Julian Alps (NW Yugoslavia). Razprave IV. razr. SAZU *28*, 27–67, Ljubljana.

Turnšek, D. & Buser, S. 1989, The Carnian reef complex on the Pokljuka (NW Yugoslavia). Razprave IV. razr. SAZU *30*, 75–127, Ljubljana.

Trammer, J. 1975, Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the southwestern Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol. *25/2*, 179–216, Warszawa.

Ulrichs, M. 1971, Variability of some Ostracods from the Cassian beds (Alpine Triassic) depending on the ecology. Bull. Centre Rech. Pau – SNPA, 5 suppl. 695–715, Pau.

Ulrichs, M. 1972, Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. Mitt. Ges. Geol. Begbaustud. *21*, 661–710, Innsbruck.

Vrielynck, B. 1987, Conodontes du Trias Périméditerranéen. Systématique, Stratigraphie. Docum. Lab. Géol. Lyon *97*, 301 p., Lyon.

Zankl, H. 1965, Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Röt) mit Hilfe einer Lösungstechnick. Verh. Geol. B.A., Sonderheft *G*. 293–311, Wien.

Ziegler, W. (ed.) 1973, Catalogue of Conodonts I.E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 504 p., Stuttgart.

Ziegler, W. (ed.) 1975, Catalogue of Conodonts II. E. Scheweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 404 p., Stuttgart.

Ziegler, W. (ed.) 1977, Catalogue of Conodonts III. E. Scweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 574 p., Stuttgart.

GEOLOGIJA 33, 171–205 (1990), Ljubljana

UDK 551.763.3:56.02(497.12)=863

# Zgornjekredne cenocone v jugozahodni Sloveniji

## Upper Cretaceous assemblage zones in southwestern Slovenia

*Ljudmila Šribar*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

*Mario Pleničar*
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani
Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

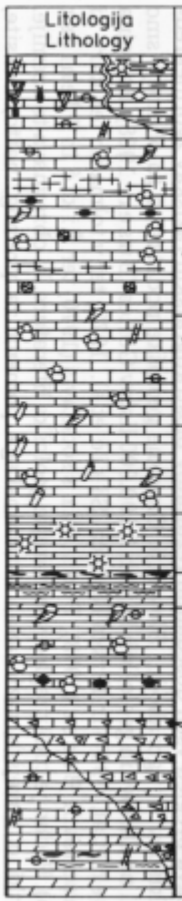
Z mikrofavno in rudisti smo razdelili zgornjekredne plasti jugozahodne Slovenije na osem cenocon in dve vmesni coni. S fosili in sedimentološkimi značilnostmi smo ugotavljali paleoekološke razmere in jih primerjali z drugimi deli kredne Zunanjedinarske karbonatne platforme.

**Abstract**

Eight assemblage zones and two interzones are recognized by microfossils and rudists in the Upper Cretaceous sediments from southwestern Slovenia. The biostratigraphical setting is compared with those of some outer Dinaric carbonate platform.

## Uvod

Razprava obravnava rezultate biostratigrafskih raziskav v jugozahodni Sloveniji v letih 1986–1989. Pri tem sta bili določeni mikrofavna, predvsem foraminifere, in del makrofavne, zlasti rudistov. Pretežni del makrofavne je bil določen že prej in objavljen v različnih razpravah od leta 1960 dalje. Sedaj je bil ta fosilni material ponovno pregledan in dopolnjen s terenskimi raziskavami. Skladi zgornje krede, iz katerih izvira fosilni material, so bili razčlenjeni v cenocone na podlagi mikro in makrofavne. Na terenu so bili natančneje raziskani tisti horizonti, v katerih je bila doslej najdena le nepopolna ali slabo ohranjena fosilna favna. Tako predstavlja ta razprava pregled vseh dosedanjih rezultatov biostratigrafskih raziskav zgornjekrednih skladov v jugozahodni Sloveniji. Osnovne geološke podatke za to območje smo dobili na Osnovnih geoloških kartah 1:100.000 listov Gorica (Buser, 1968), Postojna (Buser et al., 1967) in Ilirska Bistrica (Šikić et al., 1972) ter v tolmačih teh kart, ki so jih sestavili Buser (1973), Pleničar s sodelavci (1970) ter Šikić in Pleničar (1975). Podan je tudi pregled vse starejše geološke literature, ki obravnava to ozemlje. Podatki o novejših raziskavah ekonomskega pomena za premog, nafto, boksite,



| Litologija Lithology | Cenocona - Assemblage zone | Makrofavna - Macrofauna | Starost - Age |
|---|---|---|---|
| | VIII. Cenocona - Assem. z. *Rhapydionina liburnica* / VIII. Cenocona - Assemblage zone *Gansserina gansseri* | *Gyropleura* sp. *Bournonia* sp. | Zgornji maastrichtij<br>Upper Maastrichtian |
| | VII. Cenocona - Assemblage zone *Orbitoides media* | *Hippurites (Vacc.) braciensis*<br>*Joufia reticulata* | Spodnji do srednji maastrichtij<br>Lower-Middle Maastrichtian |
| | VI. Cenocona - Assemblage zone *Keramosphaerina tergestina* | *H. (Orbignya) nabresinensis*<br>*H. (Vacc.) salopeki*<br>*Katzeria hercegovinaensis* | Zgornji santonij-campanij<br>Upper Santonian-Campanian |
| | V. Cenocona - Assemblage zone *Pseudocyclammina sphaeroidea*<br>*Idalina antiqua* | *Radiolites praegalloprovincialis*<br>*Hippurites (Vacc.) cornuvaccinum* | Coniacij-spodnji santonij<br>Coniacian-Lower Santonian |
| | IV. Cenocona - Assemblage zone *Aeolisaccus kotori* | *Medeella zignana*<br>*M. acuticostata*<br>*Rhynchonella contorta* | Zgornji turonij<br>Upper Turonian |
| | III. Cenocona - Assemblage zone *Pithonella* sp., Calcisphaerulidae | | Spodnji turonij<br>Lower Turonian |
| | II. Intervalna cona - Interval zone | *Eoradiolites* sp. | Cenomanij → turonij<br>Cenomanian → Turonian |
| | II. Cenocona - Assemblage zone *Broeckina (Pastrikella) balcanica* | *Chondrodonta joannae*<br>*Neocaprina gigantea, N. nanosi*<br>*Sphaerulites foliaceus* | Srednji-zgornji cenomanij<br>Middle-Upper Cenomanian |
| | I. Intervalna cona - Interval zone / I. Cenocona - Assemblage zone Miliolidae, Ostracoda | | Zgornji albij-spodnji cenomanij<br>Upper Albian-Lower Cenomanian |

Sl. 1. Zgornjekredne cenocone v jugozahodni Sloveniji

Fig. 1. Upper Cretaceous assemblage zones in southwestern Slovenia

okrasni kamen, peskolome in glinokope so shranjeni v arhivu Geološkega zavoda v Ljubljani. Objavljenih je tudi nekaj novejših stratigrafskih razprav s tega območja, ki jih bomo omenili pri obravnavanju biostratigrafije.

## Biostratigrafija

Potreba po biostratigrafski obdelavi zgornjekrednih plasti izhaja iz enoličnosti litološkega razvoja, ki ne dopušča razdelitve v več delov. Številni fosili, predvsem foraminifere in rudisti, pa nam omogočajo dokaj podrobne horizontacije zgornje krede.

Prvo biostratigrafsko razdelitev jure in krede v cenocone sta za Apenine že leta 1962 izdelala Sartoni in Crescenti.

Mikrofacies krede in paleogena Dinaridov Jugoslavije in mikrofosilne asociacije zgornje krede Crnojeva in Drenice je prikazala Radoičićeva (1960, 1974). Biostratigrafsko razdelitev jure in spodnje krede na cenocone Velike in Male Kapele je postavil Velić (1977). Koch (1978/79) je raziskal facies in diageneze krednih sedimentov Nanosa. Značilne foraminifere in njih združbe v podlagi danijskih plasti je podala Drobnetova (1981). Polšak je s sodelavci (1982) razdelil stratigrafsko zaporedje zgornjekrednih sedimentov zunanjih Dinaridov na šest cenocon. Stratigrafijo zgornje krede otoka Brača sta obdelali Pejovićeva in Radoičićeva (1987) z rudisti in mikrofosili. S pomočjo mikrofosilov smo razdelili (Šribar, 1979) spodnjekredne plasti na Logaški planoti v pet cenocon, eno podcono in vmesno (intervalno) cono. Nadaljevali smo z biostratigrafskimi raziskavami spodnje in zgornje krede v jugovzhodni Sloveniji (Pleničar & Šribar, 1983 in 1986), vendar takrat še nismo imeli dovolj podatkov za biostratigrafsko razdelitev celotnega zaporedja zgornjekrednih plasti. Maastrichtijske, danijske in tanetijske plasti je preučila Drobnetova s sodelavci (1988).


Plastoviti apnenec
Bedded limestone


Masivni apnenec
Massive limestone


Dolomitizirani apnenec
Dolomitized limestone


Dolomit
Dolomite


Apneno-dolomitna breča
Limestone-dolomitic breccia


Lapornati apnenec
Marly limestone


Apnenec z izsušitvenimi porami
Limestone with shrinkage pores


Stromatolitni apnenec
Stromatolitic limestone


Miliolidae


*Broeckina (P.) balcanica*


Bentoske foraminifere
Benthic foraminiferas


Pelagična mikrofavna
Pelagic microfauna


*Keramosphaerina tergestina*


*Orbitoides*


*Rhapydionina liburnica*


Pelagične foraminifere
Pelagic foraminiferas


Alge
Algae


Characeae


Makrofavna
Macrofauna


*Aeolisaccus kotori*

V zadnjih letih smo obdelali mikrofosile in makrofavno krednih plasti v jugozahodni Sloveniji na Tržaško-Komenski planoti, Nanosu, Hrušici, v Pivški kotlini in na Javornikih. V ugodnih profilih, kjer obstaja neprekinjeno zaporedje plasti od cenomanija do senona, smo sledili spremembam v pojavljanju fosilnih združb – cenocon (Cenozone – Assemblage Zone). Ponekod dobimo v plasteh izredno številne mikrofosile, ki so kamenotvorni. V senonskih plasteh raziskanega območja so to horizonti z orbitoidi ali rapidioninami. Te biocone lahko imenujemo Acme-Zone (vrhunec razvoja vrste, kamenotvornost neke vrste). Med posameznimi bioconami dobimo intervalne cone (Interval-Zone); to so stratigrafski intervali brez pomembnih fosilov, ležečih med dvema bioconama, ki določata tudi spodnjo in zgornjo stratigrafsko mejo intervalne cone. Meje med bioconami se ne ujemajo z mejami kronostratigrafske razdelitve zgornje krede na stopnje.

Celotno zaporedje zgornje krede smo razdelili na osem cenocon, med katerimi imamo dve intervalni coni. Raziskali smo tudi mikrofacies prehodnih plasti med maastrichtijem in paleocenom (sl. 1).

### I. Cenocona Miliolidae in Ostracoda
### Zgornji albij–spodnji cenomanij

Prehodne plasti med spodnjo in zgornjo kredo, to je zgornji albij–spodnji cenomanij, predstavlja na raziskanem ozemlju ploščast do skladnat, redko neskladnat apnenec srednje sive barve. Apnenec je mikrit do biomikrit z izsušitvenimi porami in stromatoliti. Vsebuje skromne fosilne ostanke, še pogosteje pa je brez njih. Najbolj značilni mikrofosili iz tega dela zaporedja zgornjekrednih plasti so miliolide in ostrakodi, ki jih v teh plasteh dobimo dokaj pogosto, in to na različnih nahajališčih. Zato smo prvo cenocono imenovali po njih, še posebno zato, ker zasledimo tako razdelitev tudi v tuji literaturi. Tako so v južni Italiji Chiocchini in sodelavci (1983) uvrstili albij, spodnji cenomanij in spodnji del srednjega cenomanija v biocono Ostracoda in Miliolidae. Poleg miliolid in ostrakodov (tab. 1, sl. 1, 2) dobimo alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiaceae (tab. 1, sl. 3, 4) in *Baccinella* sp. ter še oblike, ki jih označujemo kot »pseudoostrakode« (tab. 1, sl. 5). Med apnencem so plasti dolomitiziranega apnenca, dolomita in dolomitno-apnenčeve breče, v katerih nismo nikjer našli fosilov. Dolomit je ponekod bituminozen. Plasti imajo različno debelino; lahko se pojavljajo le kot vložki med apnencem z miliolidami in ostrakodi, lahko pa celotno zaporedje zgornjealbijsko-spodnjecenomanijskih plasti sestavlja dolomitno-apnenčeva breča, dolomitizirani apnenec in dolomit (tab. 1, sl. 6, 7). V takih primerih predstavlja to zaporedje vmesno, intervalno cono, ki je brez fosilov. Ta del zaporedja zlahka ločimo po litoloških značilnostih. Intervalna cona lahko tako v celoti ali pa samo delno nadomešča cenocono Miliolidae in Ostracoda. Plasti zgornjega albija in spodnjega cenomanija so lepo razgaljene v profilih Bač–Mašun, Koritnica–Mašun in na Javorniku, kjer zavzemajo večje površine. V zgornjealbijskih in spodnjecenomanijskih plasteh nismo našli rudistne favne.

### II. Cenocona *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*
### Srednji–zgornji cenomanij

Druga cenocona ustreza plastem srednjega do zgornjega cenomanija. Imenovali smo jo po foraminiferi *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* Cherchi, Radoičić & Schroeder in nezazatah, med katerimi sta pomembni zlasti vrsti *Nezzazata conica* (Smout) in *N. gyra* (Smout) (tab. 2, sl. 1–3). Plasti sestavlja pretežno ploščasti do skladnati

apnenec sive do rjavkasto sive barve. Po strukturi prevladuje biomikrit, ponekod se vmes pojavljajo plasti biointrasparruditnega apnenca s številnimi ostanki rudistne favne. Med apnencem dobimo tanjše plasti dolomita in dolomitiziranega apnenca predvsem v zgornjem delu te cenocone. V srednjem in spodnjem delu zgornjega cenomanija se foraminifere pojavljajo množično; posebno v posameznih horizontih lahko govorimo o foraminifernem apnencu, kar kaže, da so bile življenjske razmere za foraminifere zelo ugodne (tab. 2, sl. 4). Pomembne so še foraminiferne vrste *Cribrostomoides sinaica* Omara, *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, *Trochospira avnimelechi* Hamaoui & Saint-Marc, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Orbitolina* ex. gr.*conicaconcava* (d'Orbigny), *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), (tab. 2, sl. 5–9), *Spiroloculina cretacea* Reuss, *Bioconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Nummoloculina regularis* Philipson, *Sellialveolina viallii* (Colalongo), *Charentia* sp. in *Cyclogyra* sp. Poleg naštetih foraminifer, ki se prvič pojavijo v cenomaniju, dobimo tudi vrste, ki segajo v cenomanij še iz albija; dobimo pa jih tudi v mlajših turonijskih plasteh. To so zlasti *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *N. heimi* Bonet, *Nezzazatinella picardi* (Henson), *Dicyclina schlumbergeri* Munier–Chalmas in druge.

Vpliv pelagiala v cenomanijskih sedimentih se kaže v posamičnem pojavljanju rodov *Gavelinella* sp. (tab. 2, sl. 10), *Favusella* sp. in *Hedbergella* sp. ter stomiosfer in kalcisfer.

Poleg foraminifer se v tej cenoconi pojavi rod *Aeolisaccus* sp. in Nubeculariidae ter alge *T. parvovesiculifera*, Codiaceae in Cyanophyta.

V opisanih plasteh cenocone *B. (P.) balcanica* je bila na Nanosu nad ruševino cerkve Sv. Hieronima najdena makrofavna: *Chondrodonta joannae* Choffat, *Inoceramus* sp., *Sabinia* sp., *Caprinula* sp., *Neocaprina gigantea* Pleničar, *N. nanosi* Pleničar, *Radiolitella douvillei* Toucas, *Sphaerucaprina forojuliensis* Boehm, *Sphaerulites foliaceus* Lamarck in *Ichthyosarcolites* sp. Deloma je ta favna v pravih grebenskih tvorbah – biohermah, delno pa so to plasti predgrebena, v katerih dobimo predvsem zaobljene lupine školjk. Podobna makrofavna je bila najdena še na Trnovskem gozdu, kjer je bila pri vasi Trnovo ugotovljena tudi *Caprina schiosensis* Boehm, *C. carinata* Boehm in *Orthoptychus striatus* Futterer; pri Ravnicah ostanki rodov *Neocaprina* sp., *Caprinula* sp. in *Sphaerucaprina* sp.; na Hrušici rod *Neocaprina* sp. in vrsta *Mitrocaprina plavensis* Parona; na Postojnskih vratih vrsta *C. carinata, O. striatus* ter rodova *Plagioptychus* sp. in *Neocaprina* sp. Podobna favna se v teh plasteh dobi še v Javornikih in na Snežniku, kjer je bila blizu Mašuna odkrita vrsta *Caprinula masuni* Pleničar. Povsod se dobijo poleg plasti s kaprinidami še školjke vrste *Chondrodonta joannae* Choffat, ki gradijo obširne lumakele. Na Tržaško-Komenski planoti je bila kaprinidna favna redkeje najdena. Nekaj jo dobimo pri Vrhovljah in pri Koprivi v »repenskih obrežnih tvorbah« (Pleničar, 1960, 1963b, 1967, 1974).

Prehodnim plastem med cenomanijem in turonijem ustrezajo paleontološko neznačilne plasti druge intervalne cone, debele do 30 m. Sedimentacijske razmere so se spremenile. Morje je postalo zelo plitvo in v deloma že nadplimskem okolju so se odlagali sedimenti, značilni za plitvi, zaprti šelf; apnenec z izsušitvenimi porami in vložki sparitnega dolomita (tab. 3, sl. 1, 2) ter mikritni in laminirani apnenec. Le redko se pojavljajo foraminifere, predvsem iz družine Rotaliidae in Miliolidae ter posamezne nezazate in druge foraminifere, ki so razširjene v vsej zgornji kredi. Od drugih mikrofosilov dobimo še taumatoporele in aeolisakuse. Od makrofavne smo med Žejami in Biljem pri Postojni dobili dokaj maloštevilne ostanke rodu Eoradiolites sp.

III. Cenocona pelagičnih mikrofosilov
Spodnji turonij

Zaporedje plasti ploščastega do skladnatega mikritnega in biomikritnega apnenca srednje sive do rjavo sive barve, ki sledi nad drugo intervalno cono, po legi ustreza spodnjemu turoniju. Apnenec vsebuje pelagične mikrofosile sferičnih oblik, med katerimi smo določili naslednje rodove in družine: *Stomiosphaera* sp., *Pithonella* sp., Calcisphaerulidae, radiolariji ter foraminifero *Hedbergella* sp. (tab. 3, sl. 3–5). Vrste so bile določene le redko, in sicer: *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann) in *Pithonella ovalis* (Kaufmann). Naštete planktonske mikrofosile sferičnih oblik zaradi njihove problematične določljivosti često označujemo le kot »sfere« ali oligosteginide.

Pelagični sdimenti spodnjega turonija so precej debeli, saj dosežejo do 60 m in več. Ta horizont je izrazit v profilu Žeje in na Nanosu. Tanjše horizonte, v katerih se kaže vpliv pelagiala, zasledimo v vseh stopnjah zgornje krede. To dokazujejo tudi podatki v literaturi, kjer različni avtorji citirajo plasti s pelagičnimi mikrofosili v različnih obdobjih. Tako so jih Radoičićeva (1960) in Pejović ter Radoičić (1987) uvrstili v bazo senona oziroma zgornji in srednji turonij, Mamužić s sodelavci (1981) v cenomanij, Pleničar in Šribar (1983, 1986) v turonij oziroma zgornji turonij.

IV. Cenocona *Aeolisaccus kotori*
Zgornji turonij

Cenocona *Aeolisaccus kotori* ustreza zgornjemu turoniju. To cenocono označuje pojav vrste *A. kotori* Radoičić (tab. 4, sl. 1), ki postane zelo številna šele v mlajših senonskih sedimentih. Spremljajo jo alge *T. parvovesiculifera* in Miliolidae (tab. 4, sl. 2) in foraminifere, ki so v starejših in mlajših plasteh. Najpogosteje se pojavljajo vrste *Nezzazatinella picardi, D. schlumbergeri, C. pavonia, Biconcava bentori, Spiroloculina cretacea, Cyclogyra* sp. (tab. 4, sl. 3–8) in druge foraminifere, predvsem iz družine Miliolidae.

V zgornjeturonijskih plasteh smo dobili pretežno radiolitide in drugo rudistno favno v biostromah in biohermah, ki je za ta del zgornje krede pomembnejša kot mikrofavna. V cestnem vseku pri lovski koči, kjer pride cesta iz Podnanosa na Nanoško planoto, so v sivem apnencu številni ostanki lupin brahiopodov vrste *Rhynchonella contorta* d'Orbigny. To vrsto omenja Parona (1926) v svoji razpravi o rudistih in drugih fosilih z goriškega krasa in Istre. Na tab. 6, sl. 10 a, b, c v njegovem delu se podoben primerek dobro ujema z našim na tab. 8, sl. 1 a, b. Vendar uvršča Parona vrsto *R. contorta* med cenomanijsko favno, medtem ko je pri nas v zgornjeturonijskih skladih, še nad plastmi s turonijskimi rudisti. Poleg številnih brahiopodov omenjene vrste je najti ostanke morskih ježkov, ki doslej še niso bili določeni. Pod plastjo z brahiopodi in morskimi ježki sledi na Nanosu sivi apnenec z rudistnimi biostromami. V vertikalni smeri lahko sledimo več rudistnih trat. Gradijo jih lupine radiolitov, med katerimi prevladujeta dve vrsti rodu *Medeella*. Prva od teh je *Medeella zignana* (Pirona). V zbruskih dveh primerkov, ki ponazarjata prečne preseke spodnjih lupin (celotnih lupin ni bilo najti), ki sta upodobljena na slikah tab. 8, sl. 2, 3, je vidna notranja plast lupine, ki je tanka in prekristaljena, ter zunanja, ki je debelejša (2–3 mm) in je lamelozna. Na sifonalnih grebenih so lamele koncentrično upognjene in je sredi koncentrično razvrščenih lamel vidna odprtina ali cev (tab. 8, sl. 2, 3). Polšak (1967) meni, da so take odprtine ali cevi nastale pri rodu *Medeella*

s korozijo stene lupine, zgrajene v sifonalni coni iz koncentrično zavitih lamel in jih imenuje »sekundarne lamele«. Torej gre za neprave sifonalne cevi ali le za sekundarni korozijski pojav. Ligamentni stebriček je trikoten in komaj viden. Na tab. 8, sl. 2 so vidne tudi mišične apofize. Sifonalni greben E je močnejši od grebena S. Medsifonalni prostor je širok in konkaven. Druga vrsta je *Medeela acuticostata* Torre. Pri primerkih te vrste opažamo lepo razvit ligamentni stebriček, ki je v prečnem preseku spodnje lupine proti koncu razširjen in ostro odrezan (prim. Torre, 1965, tab. 2, sl. 1b). Na naši tab. 9, sl. 1 vidimo, da so v prečnem preseku lamele valovito ukrivljene in daje taka struktura radialni videz lupine. Pri tej vrsti v sifonalnih grebenih niso vidni »sekundarni kanali«. Vrsti *Medeella zignana* in *M. acuticostata* sta značilni za zgornji turonij in spodnji senon, vendar se avtorji pri večini nahajališč nagibljejo k mnenju, da gre za zgornji turonij. Polšak (1967) pa nasprotno uvršča primerke vrste *M. zignana* iz Istre v santonij-spodnji campanij (cenocona 5, podconi a in b).

Končno smo našli v plasteh, ki jih uvrščamo v zgornji turonij, še primerek rodu *Durania*. Zbrusek, ki je napravljen v prečnem preseku lupine, kaže celularo, le delno lamelarno strukturo lupine (tab. 9, sl. 2).

Na Slavniku v Čičariji smo v zgornjeturonijskih skladih dobili vrsto *Durania arnaudi* (Choffat), pri Mašunu na Snežniku vrsto *Radiolites lusitanicus* (Bayle) in pri Repniču blizu Nabrežine vrsto *Durania cornupastoris polae* Polšak. O teh najdbah je bilo pisano že v preteklih letih (Pleničar, 1973, 1974).

## Senon

Senonske sedimente sestavlja enolična skladovnica plastnatega, skladnatega do debeloskladnatega apnenca srednje sive do zelo svetlo sive in bele barve. Delno je apnenec neskladnat. Dobimo različne strukturne različke, vendar prevladuje biosparitni apnenec. Pogostne so bioherme, sestavljene iz lupin hipuritov, in biostrome iz lupin radiolitov.

V senonu se pojavi več novih vodilnih mikrofosilov, tako da z njimi lahko ločimo senonske plasti od starejših turonijskih in cenomanijskih. Senonsko zaporedje plasti v jugozahodnem delu Slovenije smo po foraminiferah razdelili v štiri cenocone: *Pseudocyclammina sphaeroidea, Keramosphaerina tergestina, Orbitoides media* in *Rhapydionina liburnica* ali *Gansserina gansseri.*

### V. Cenocona *Pseudocyclammina sphaeroidea*
### Coniacij-spodnji santonij

Cenocono smo imenovali po foraminiferi *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot (tab. 5, sl. 1, 2), ki je vodilna senonska vrsta (coniacij-santonij) in po dosedanjih ugotovitvah na slovenskem delu Dinaridov ne sega v turonij.

Cenocono P. *sphaeroidea* lahko primerjamo z združbo *Idalina antiqua*, ki obsega coniacij (Drobne, 1981), le da je stratigrafski obseg cenocone *P. sphaeroidea* nekoliko večji, saj sega do plasti s keramosferinami. Vrsta *I. antiqua* Schlumberger & Munier-Chalmas (tab. 5, sl. 3) se pojavi že v zgornjem turoniju ter sega v coniacij in santonij.

V združbi *Pseudocyclammina sphaeroidea* nastopajo pogostno še vrste *Monchar-montia apenninica* (De Castro) (tab. 5. sl. 4), *M. apenninica compressa* (De Castro), *Nezzazata simplex* Omara in druge vrste, ki se pojavljajo v vsej zgornji kredi, ter številne miliolide in rotalide. Poleg foraminifer dobimo ostanke *T. parvovesiculifera* in *A. kotori.*

V zgornjem delu te cenocone se pojavi značilna senonska vrsta *Accordiella conica* Farinacci; številne so tudi kuneoline, dicikline in pseudociklamine. V tem delu senonskih plasti smo našli lepe primerke briozojev iz reda Cyclostomata (tab. 5, sl. 5). Zoeciji imajo obliko cevčic, ki se vejasto razraščajo. Živele so v mezozoiku, pretežno v kredi.

Na Nanosu doslej v plasteh cenocone *P. sphaeroidea* še nismo našli nobene zanesljivo določene makrofavne, pač pa je bilo v preteklih letih najdeno v teh skladih nekaj favne na Tržaško-Komenski planoti, na Slavniku in na Trnovskem gozdu. Na Tržaško-Komenski planoti je pri Štorjah dokaj razširjena vrsta *Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* Bronn var. *gaudryi* (Munier-Chalmas) Kühn. Ista vrsta oziroma varieteta je pogostna tudi na Trnovskem gozdu ter pri Solkanu, medtem ko je bila pri Prešnici pod Slavnikom najdena vrsta *Radiolites praegalloprovincialis* Toucas. Ta favna je bila objavljena že v starejših razpravah (Pleničar, 1973, 1974).

## VI. Cenocona *Keramosphaerina tergestina*
## Zgornji santonij-campanij

Cenocona *Keramosphaerina tergestina* obsega stratigrafsko obdobje razširjenosti vrste, po kateri smo imenovali cenocono. Vertikalna razširjenost vrste *K. tergestina* (Stache) je bila predmet mnogih študij že od prvega opisa Stache-ja (1889), ki jo je uvrstil v danij. Po takratni delitvi je bil danij uvrščen v najvišji del zgornje krede. V maastrichtij so uvrstili plasti s keramosferinami številni geologi pri nas in v tujini, tako tudi v zunanjih Dinaridih Radoičićeva (1960) ter Farinacci in Radoičić (1964). Buser (1965) je po terenskih ugotovitvah in po rudistni favni uvrstil plasti s *K. tergestina* v slovenskem delu Dinaridov v zgornji santonij, campanij in verjetno spodnji del maastrichtija. Po Polšaku in sodelavcih (1982) nastopa v zunanjih Dinaridih keramosferina v cenoconi *Gorjanovicia costata* in *Sauvagesia tenuicostata*, ki obsega stratigrafsko santonij-spodnji campanij. Po Drobnetovi (1981) ima združba *K. tergestina* starost santonij-campanij. Naše ugotovitve o kronostratigrafski razširjenosti vrste *K. tergestina* se dokaj ujemajo z Buserjevim mnenjem (1965), vendar menimo, da ne sega več v maastrichtij.

V delu senonskih plasti, ki jih obsega cenocona s foraminifero *K. tergestina* (tab. 6, sl. 1, 2) so foraminifere ponovno doživele razcvet. Poleg vrst, ki so živele v vsej zgornji kredi, nastopajo še številne senonske vrste: *Accordiella conica* Farinacci, *Archias lata* (Luperto Sinni), *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Raadshoovenia salentina* (Papetti & Tedeschi), *Scandonea mediterranea* De Castro (tab. 6, sl. 3–7), *Raadshoovenia* sp., *Pseudocyclammina* sp., Discorbidae, Rotaliidae in Miliolidae.

Poleg foraminifer dobimo v senonskem apnencu pogosto preseke vrst *T. parvovesiculifera* in *A. kotori* ter korale.

Skladi te cenocone so dokaj bogati s hipuritnimi in radiolitnimi vrstami. Hipuritne bioherme se navadno pojavljajo v spodnjem delu te cenocone, še pod plastmi s *K. tergestina*, medtem ko so radioliti bolj razširjeni v zgornjem delu poleg formanifere *K. tergestina*. Na Nanosu se dobijo ob cesti iz Podnanosa na Nanoško planoto na daljšem odseku ceste bioherme z vrstami *Hippurites (Orbignya) nabresinensis* Futterer, *H. (Vaccinites) archiaci* Munier-Chalmas, *H. (Vacc.) giganteus* d'Hombres-Firmas, *H. (Vacc.) oppeli* Douvillè, *H. (Vacc.) praesulcatus* Douvillè, *H. (Vacc.) sulcatus* Defrance in *H. (Vacc.) vredenburgi* Kühn. Podobne in enake hipuritne vrste dobimo v tej cenoconi tudi na Tržaško-Komenski planoti, in sicer: *Hippurites (Orbignya) nabresinensis* Futterer, *H. (Orb.) sulcatissimus* Douvillè, *H. (Orb.) sulcatoides* Do-

uvillè, *H. (Orb.) toucasianus* d'Orbigny, *H. (Vacc.) archiaci* Munier-Chalmas, *H. (Vacc.) chaperi* Douvillè, *H. (Vacc.) cornuvaccinum* Bronn, *H. (Vacc.) praesulcatus* Douvillè, *H. (Vacc.) salopeki* Polšak, *H. (Vacc.) sulcatus* Defrance, *H. (Vacc.) taburni* Guiscardi in *H. (Vacc.) vredenburgi* Kühn. Favna je bila že obdelana in objavljena v razpravi iz leta 1975 (Pleničar, 1975). Po vsej verjetnosti spada v to cenocono tudi vrsta *Hippurites (Vaccinites) atheniensis* Ktenas, najdena pri Ravnici na Trnovskem gozdu (Pleničar, 1967, 1975).

Od radiolitov velja omeniti številne vrste, najdene v zadnjih dveh letih: *Gorjanovicia costata* Polšak (tab. 10, sl. 3), *G. acuticostata* Polšak, *Sauvagesia* cf. *ornata* Polšak, *S. tenuicostata* Polšak, *Medeella zignana* (Pirona) v okolici Postojne, *Biradiolites leichertensis* Toucas na Nanosu in vrsta *Praeradiolites bucheroni* Bayle na Hrušici, kjer so tudi številni primerki rodu *Medeella*.

Poleg foraminiferne vrste *K. tergestina* pa se na zelo številnih mestih pojavlja radiolitna vrsta *Katzeria hercegovinaensis* Slišković. Taka mesta so na Nanosu ob cesti iz Podnanosa na Nanoško planoto (na zadnjem velikem ovinku), na Tržaško-Komenski planoti, na več mestih v okolici Postojne: pri Rakitniku (tab. 10, sl. 1), pri Matenji vasi in pri Pivki ter na robu Snežniške planote pri Šembijah nad Ilirsko Bistrico (novejše ugotovitve v zadnjih dveh letih in v razpravah iz preteklih let (Pleničar, 1973, 1974 in 1977).

## VII. Cenocona *Orbitoides media*
## Spodnji-srednji maastrichtij

Cenocona *Orbitoides media* sledi v kontinuiranem zaporedju nad plastmi s keramosferinami. Obsega spodnji in srednji maastrichtij. Najlepše sta obe cenoconi razgaljeni na Nanosu, kjer lahko sledimo neprekinjeno zaporedje. Enako zaporedje plasti imamo še pri Prestranku in Žejah. Plasti sestavlja svetlo sivi do rumeno sivi skladnati apnenec po strukturi pretežno biokalkarenit. V apnencu, ki obsega cenocono *O. media*, nastopajo tudi druge senonske foraminifere; le tam, kjer so orbitoidi kamenotvorni, dobimo samo rod *Orbitoides* sp. (tab. 7, sl. 1). Bogata nahajališča orbitoidov imamo še v kamnolomu ob cesti med Matenjo vasjo in Prestrankom in pri Zatrepu južno od Snežnika. V teh plasteh so doživeli orbitoidi višek razvoja.

Med orbitoidi prevladuje vrsta *O. media* (d'Archiac) (tab. 7, sl. 2). Zastopane pa so tudi druge vrste orbitoidov. Vsa nahajališča orbitoidov bo potrebno še podrobno paleontološko obdelati. Plasti z orbitoidi imajo v profilih na raziskanem območju jasen stratigrafski položaj. Na Nanosu ležijo v inverzni legi na ploščastem apnencu z globotrunkanami cenocone *Gansserina gansseri* Bolli, pri Prestranku pa pod plastmi z *Rhapydionina liburnica* (Stache).

V cenoconi z *O. media*, ki ustreza spodnjemu in srednjemu maastrichtiju, dobimo ob cesti iz Podnanosa na Nanos hipuritno vrsto *H. (Vacc.) braciensis* Sladić-Trifunović, objavljeno v Pleničarjevi razpravi iz leta 1975 in v lanskem letu najdeno vrsto *Joufia reticulata* Boehm (tab. 10, sl. 2). V teh plasteh so na Nanosu še radioliti *Apulites giganteus* Tavani. V njih je bila verjetno najdena pseudopolikonitna favna, ki jo hrani Prirodoslovni muzej Slovenije v Ljubljani z oznako nahajališča »Nanos« in je podana v razpravi: Rudisti v krednih skladih Slovenije (Pleničar, 1977). Obdelane so vrste *Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović & Sladić, *P.* cf. *ovalis* Milovanović in *P.* cf. *balcanicus* Milovanović & Sladić. Med to favno je bil najden primerek, ki je v omenjeni razpravi naveden kot nova vrsta *Sabinia slovenica*, pri poznejši reviziji pa je bilo ugotovljeno, da pripada rodu *Branislavia*, ki ga je medtem utemeljila M. Sladić-Trifunović (1981).

VIII. Cenocona *Rhapydionina liburnica*
Zgornji maastrichtij

Nad cenocono *O. media* sledita sivi biomikritni, biopelsparitni in stromatolitni apnenec ter apnenec z izsušitvenimi porami zgornjemaastrichtijske starosti. Ta del senonskega zaporedja plasti ustreza cenoconi *Rhapydionina liburnica*. Foraminifera *R. liburnica* (tab. 7, sl. 3, 4) je vodilna in v geološki literaturi zelo znana foraminifera zgornjega maastrichtija. Študij vrste ali točneje vrst še ni končan, kajti nekateri avtorji ločijo dva rodova *Rhapydionina liburnica* (Stache) in *Rhipidionina liburnica* (Stache). Ugotovitve zadnjih let kažejo, da gre najbrž le za dve različni generaciji vrste *R. liburnica* (Reichel, 1984 in drugi).

V Slovenskem Primorju imamo številna nahajališča rapidionin, najbolj znano je pri Vremenskem Britofu. Pri naših raziskavah smo odkrili več novih nahajališč. Mikropaleontološko smo obdelali plasti z *R. liburnica* v profilih Senožeče–Senadole, Sežana–Štorje in pri Prestranku. Tudi zadnje nahajališče doslej ni bilo znano, vendar prav tam lahko sledimo neprekinjenemu zaporedju sedimentacije do spodaj ležečih plasti s *K. tergestina* in *O. media*. Horizont zgornjemaastrichtijskih plasti z rapidioninami nikjer ne presega 20 m debeline.

V cenoconi *R. liburnica* nastopajo še *Bolivinopsis* sp., Miliolidae, najpogosteje *Quinqueloculina* sp., *Nummoloculina* sp., *Pyrgo* sp. in *Triloculina* sp.. Zelo so številne Discorbidae in Rotaliidae. Bolj posamično se pojavljajo še *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, *Moncharmontia apenninica* (De Castro) in *Nezzazata simplex* Omara. Poleg foraminifer dobimo še ostanke *A. kotori, T. parvovesiculifera* in Codiaceae.

Od rudistov so pomembni rodovi *Gyropleura* sp., *Apricardica* sp. in *Bournonia* sp. (tab. 10, sl. 4), ki s koncem maastrichtija izumrejo.

V prehodnih plasteh med kredo in paleocenom je pomemben zlasti *Microcodium*, tako da lahko po njem imenujemo cenocono prehodnih plasti. Značilna je vrsta *Aeolisaccus baratoloi* De Castro. Številne so modro zelene alge: Codiaceae in Characeae. Tako so oogoniji haracej, posebno kadar se v plasteh pojavijo množično, tudi značilni za paleogen. Dasycladaceae so redkejše, najpogosteje dobimo rod *Cymopolia*. Od preostalih mikrofosilov se pojavlja še rod *Acicularia* in ostrakodi. Foraminifere so redke. Dobimo Discorbidae, Miliolidae in Rotaliidae. Mikrobiofacies kaže na zelo plitvo, toplo morje z občasnimi okopnitvami in vplivom sladke vode. Na krajše prekinitve sedimentacije kaže tudi nekaj metrov debela breča, ki se pojavlja v bazi paleocena. Emerzijsko brečo smo dobili v profilu Senožeče–Senadole, pri Prestranku in drugje.

Makrofavna iz te cenocone je bila doslej najbolje preučena na Tržaško–Komenski planoti v profilu Dolenja vas pri Senožečah. O teh raziskavah je izšla v zadnjem času razprava (Drobne et al., 1988), iz katere povzemamo pomembnejšo makrofavno: *Gyropleura* sp., *Biradiolites baylei* Toucas, *Bournonia adriatica* Pejović, *B. judaica* Blanckenchorn, *B.* aff. *parva* Pejović, *B. problematica* Pleničar & Zucchi-Stolfa, *B.* aff. *quadripinea* Pejović, *B.* aff. *retrolata* (Astre), *B. triangulata* Pleničar & Zucchi-Stolfa, *B.* cf. *wiontzeki* Pejović, *Fossulites undesaltus* Astre, *Kuehnia* aff. *serbica* Milovanović, *Pseudopolyconites* sp. in *Radiolitella* sp. Pozneje je bil ugotovljen še rod *Apricardia* sp..

Na Nanosu so se v najvišjem delu maastrichtija odložile globjemorske plasti s pelagičnimi foraminiferami. Po vodilni vrsti *Gansserina gansseri* Bolli smo imenovali cenocono, ki tu nadomešča plasti, šelfnega razvoja z *Rhapydionina liburnica*. Apnenec je ploščast, nekoliko lapornat, sivo rjave barve. Posamezne pole so debele od 2–20 cm. Plasti deloma prekriva grušč, tako da je razgaljenih le dobrih dva metra

globljemorskih plasti s pelagično globotrunkansko mikrofavno. Poleg vrste *Gansserina ganssseri* nastopajo še *Globotruncana arca* (Cushman), *G. falsostuarti* Sigal, *G.* ex gr. *linneiana* (d'Orbigny), *Rosita fornicata* (Plummer), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), (tab. 7, sl. 5–7) in detritus pelagične mikrofavne.

V inverzni legi sledijo globokomorski sedimenti paleocena, o katerih sta pisala že Buser in Pavšič (1976).

## Sklep

Biostratigrafske raziskave zgornjekrednih sedimentov Zunanjedinarske platforme jugozahodne Slovenije so nam omogočile razdelitev le-teh na osem cenocon in dve intervalni coni. Deveta združba označuje prehodne plasti med kredo in paleocenom. Kronostratigrafske meje se ne ujemajo z mejami med cenoconami, čeprav težimo k čim večji uskladitvi obeh. Spreminjanje biofaciesa in menjavanje različnih tipov karbonantnih sedimentov kažeta na različne in naglo se spreminjajoče pogoje sedimentacije. Globina morskega dna se je spreminjala, na kar kažejo fosili in različni strukturni tipi kamenin.

Prva cenocona Miliolidae in Ostracoda ustreza zgornjemu albiju in spodnjemu cenomaniju. Apnenec je ploščast do skladnat z revno mikrofavno miliolid in ostrakodov ter redkimi neznačilnimi algami (tab. 1, sl. 1–5). Med apnencem imamo plasti dolomitiziranega apnenca in dolomita (tab. 1., sl. 6, 7). Opisano zaporedje plasti lahko deloma ali v celoti nadomešča prva intervalna cona dolomitno-apnenčeve breče in dolomita brez fosilov. Ti sedimenti kažejo na zelo plitvo morsko okolje z nihanjem morskega dna in na manjša tektonska gibanja.

V srednjem in zgornjem cenomaniju se je morje poglobilo in umirilo, tako da so nastale idealne razmere za razvoj foraminifer, ki so zelo številne tako po vrstah kot po individumih. Pojavijo se prve cenomanijske vrste druge cenocone *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica, Nezzazata conica* in *N. gyra* (tab. 2, sl. 1–3). Poleg teh se pojavljajo še foraminifere *Pseudolituonella reicheli, Cribrostomoides sinaica, Pseudorhapydionina dubia, Orbitolina* ex gr. *conica-concava, Chrysalidina gradata, Trochospira avnimelechi* in *Gavelinella* sp. (tab. 2, sl. 4–10) ter še druge vrste, ki segajo iz albija v cenomanij, pa tudi v mlajše turonijske plasti.

V tem delu cenomanijskih plasti smo dobili tudi pomembno makrofavno *Neocaprina gigantea, N. nanosi, Sphaerucaprina forojuliensis, Sphaerulites foliaceus* in *Ichthyosarcolites* sp. div. Med naštetimi vrstami se pojavljajo lumakele z vrsto *Chondrodonta joannae.*

Sledi druga intervalna cona brez pomembnih mikrofosilov, ki ustreza prehodnim plastem med cenomanijem in turonijem. Od rudistne favne dobimo le redke primerke rodu *Eoradiolites* sp. Sedimentacija se je dogajala v plitvem zaprtem šlefu, kjer so se odlagali apnenec z izsušitvenimi porami, stromatolitni apnenec, laminit in dolosparit (tab. 3, sl. 1, 2).

Za tretjo cenocono, ki po legi ustreza spodnjemu turoniju, so značilni pelagični mikrofosili, ki nimajo stratigrafske vrednosti (tab. 3, sl. 3, 4). Vpliv pelagiala se kaže v vseh stopnjah zgornje krede, vendar je po največji debelini v spodnjem turoniju ta horizont značilen v vseh Dinaridih.

Četrto cenocono, ki ustreza zgornjemu turoniju, označuje pojav vrste *Aeolisaccus kotori* (tab. 4, sl. 1, 2). Bolj kot mikrofavna so za ta del zgornjekrednega zaporedja plasti značilni rudisti, med njimi predvsem *Medeella zignana* (tab. 8, sl. 2, 3) in *M. acuticostata* (tab. 9, sl. 1). Poleg tega je bil najden brahipod vrste *Rynchonella contorta.*

Senon se prične s peto cenocono, imenovano po foraminiferi *Pseudocyclammina sphaeroidea* in ustreza plastem coniacija in spodnjega santonija. V tej združbi nastopajo še foraminifere *Idalina antiqua, Moncharmontia apenninica* (tab. 5, sl. 1–4), *Nezzazata simplex, Cuneolina pavonia, Dicyclina schlumbergeri* in druge. Poleg foraminifer se pojavljajo še *A. kotori* in *Thaumatoporella parvovesiculifera* ter briozoji iz reda Cyclostomata (tab. 5, sl. 5).

Od rudistov je značilna vrsta *Hippurites* (*Vaccinites*) *cornuvaccinum* var. *gaudryi* in *Radiolites praegalloprovincialis*.

Šesta cenocona *Keramosphaerina tergestina* obsega plasti zgornjega santonija in campanija. Vrsto *K. tergestina* spremljajo številne senonske foraminifere, kot *Murgella lata, Rotorbinella scarsellai, Raadshoovenia salentina, Scandonea mediterranea* in druge. Poleg foraminifer se zelo številčno pojavlja vrsta *A. kotori* in *T. parvovesiculifera* (tab. 6, sl. 1–7).

Skladi te cenocone so dokaj bogati s hipuritnimi in radiolitnimi vrstami, ki se navadno javljajo še pod plastmi s *K. tergestina*. Pomembne so vrste *H. nabresinensis, H.* (*Vaccinites*) *archiaci, H.* (*Vacc.*) *giganteus, H.* (*Vacc.*) *oppeli* in *H.* (*Vacc.*) *vredenburgi*. Od radiolitov so bile v zadnjih dveh letih najdene vrste *Gorjanovicia costata* (tab.10, sl. 3), *G. acuticostata* in različne vrste rodov *Sauvagesia* in *Medeella*. V plasteh s *K. tergestina* se na številnih mestih pojavlja vrsta *Katzeria hercegovinaensis* (tab. 10, sl. 1).

Plastem spodnjega in srednjega maastrichtija ustreza sedma cenocona, imenovana po foraminiferi *Orbitoides media* (tab. 7., sl. 1, 2). Poleg te vrste nastopajo še druge, ki se pojavljajo množično, tako da so orbitoidi kamenotvorni. Bogata nahajališča so južno od Snežnika, pri Prestranku in na Nanosu.

Od makrofavne so značilni *H.* (*Vacc.*) *braciensis, Joufia reticulata* (tab. 10, sl. 2), *Apulites giganteus* in razne vrste rodu *Pseudopolyconites*.

Osma cenocona *Rhapydionina liburnica* ustreza zgornjemu maastrichtiju. Poleg foraminifere *R. liburnica* (tab. 7, sl. 3, 4) se pojavlja še *Moncharmontia apenninica* in druge zgornjekredne vrste ter družine Bolivinidae, Miliolidae, Discorbidae in Rotaliidae.

Od rudistov so pomembni rodovi *Gyropleura* sp., *Apicardia* sp. in *Bournonia* sp. (tab. 10, sl. 4), ki s koncem maastrichtija izumrejo.

Na prehodu krede v paleocen je sedimentacija potekala v zelo plitvem toplem morju z občasnimi okopnitvami in vplivom sladke vode, na kar kažejo številne haraceje. Na prekinitve sedimentacije kaže breča, ki se pojavlja v bazi paleocena. V tem delu zaporedja plasti dobimo značilne strukture *Microcodium*, po katerem imenujemo cenocono prehodnih plasti med kredo in paleocenom.

Makrofavna iz te cenocone je bila najbolje preučena na Tržaško-Komenski planoti v profilu Dolenja vas pri Senožečah (Drobne et al., 1988).

Na Nanosu nadomeščajo cenocono *R. liburnica* pelagični sedimenti cenocone *Gansserina gansseri* (tab. 7, sl. 5–7). Sledijo ji globokomorske plasti paleocena, ki sta jih opisala že Buser in Pavšič (1976).

**Zahvala**

Avtorja se zahvaljujeta prof. dr. S. Buserju za kritične pripombe, M. Karerjevi za tehnično oblikovanje in dr. M. Hamrli za prevod v angleščino. Zahvalo zaslužijo tudi tehnični sodelavci A. Stopar, M. Grm in C. Gantar za izdelavo preparatov in fotografij. Finančno je raziskave podprla Raziskovalna skupnost Slovenije.

## Upper Cretaceous assemblage zones in southwestern Slovenia

### Conclusion

Biostratigraphic investigations in southwestern Slovenia resulted in recognition of eight assemblage zones and two interval zones within the Upper Cretaceous sediments of the Outer-Dinaric platform. The ninth assemblage characterizes the transitional beds between the Cretaceous and the Paleocene. The chronostratigraphic boundaries are not in agreement with the boundaries of the assemblage zones in spite of the efforts made to coordinate them. The biofacial changes and the alternating types of various calcareous sediments are indicative for different rapidly changing sedimentation conditions. The depth of the sea floor was changing, as proved by fossils and various structural types of rocks.

The first Miliolidae and Ostracoda assemblage zone coresponds with the Upper Albian and the Lower Cenomanian beds. There is scarce microfauna of miliolids and ostracods in platy-to-thickly bedded limestones with some rare and insignificant algae (Pl. 1, Fig. 1–5). Beds of dolomite and dolomitized limestone are interstratified with limestone (Pl. 1, Fig. 6, 7). The described succession of beds may be, partly or in toto, replaced by the first interval zone of dolo-calcareous breccia and dolomite devoid of fossils. These sediments are indicative for very shallow marine environment with oscillating sea floor, and for modest tectonism.

The sea became deeper and calmer in the Middle and the Upper Cenomanian, and turned ideal for the growth of very numerous species and individuals of foraminifers. The first Cenomanian species of the second assemblage zone turn up: *Broeckina (Pastrikella) balcanica, Nezzazata conica* and *N. gyra* (Pl. 2, Fig. 1–3). Besides them are also the species *Pseudolituonella reicheli, Cribrostomoides sinaica, Pseudorhapydionina dubia, Orbitolina* ex gr. *conica-concava, Chrysalidina gradata, Trochospira avnimelechi* and *Gavelinella* sp. (Pl. 2, Fig. 4–10), as well as other species extending from the Albian to the Cenomanian period of time and even to the younger Turonian beds.

The important macrofauna found in this part of the Cenomanian beds is as follows: *Neocaprina gigantea, N. nanosi, Sphaerucaprina forojuliensis, Sphaerulites foliaceus* and *Ichtyosarcolites* sp. div. Lumachelles of the species *Chondrodonta joannae* occur amog the listed species.

Follows the second interval zone without important microfossils, corresponding to the transition beds between the Cenomanian and the Turonian. The rudistids are represented by rare specimens of the genus *Eoradiolites* sp. Sedimentation took place in a closed, shallow shelf depositional environment where limestone with desiccation cracks, stromatolitic limestone, laminite and dolosparite formed (Pl. 3, Fig. 1, 2). The third assemblage zone, which corresponds positionally to the Lower Turonian, is characterized by pelagic microfossils with no stratigraphic significance (Pl. 3, Fig. 3, 4).

The pelagic influence is manifest in all stages of the Upper Cretaceous. However, the Lower Turonian horizon features the greatest thickness evident in all of the Dinarides. The fourth assemblage zone, which corresponds to the Upper Turonian, is characterized by the species *Aeolisaccus kotori* (Pl. 4, Fig. 1, 2). More than microfauna are characteristic for this part of the Upper Cretaceous succession, the rudists, among them first of all *Medeella zignana* (Pl. 8, Fig. 2, 3) and *M. acuticostata* (Pl. 9, Fig. 1). The brachiopod *Rynchonella contorta* was found in addition.

The fifth assemblage zone initiates the Senonian, which – designated after the foraminifer *Pseudocyclammina sphaeroidea* – correrspondes with the Coniacian and the Lower Santonian beds. This assemblage incorporates also foraminifers *Idalina antiqua, Moncharmontia apenninica* (Pl. 5, Fig. 1–4), *Nezzazata simplex, Cuneolina pavonia, Dicyclina schlumbergeri* and others. Besides the foraminifers there are also *A. kotori* and *Thaumatoporella parvovesiculifera* and the bryozoans of the Cyclostomata order (Pl. 5, Fig. 5).

Of rudists are characteristic the species *Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum* var. *gaudryi* and *Radiolites praegalloprovincialis.*

The sixth *Keramosphaerina tergestina* assemblage zone includes the Upper Santonian and the Campanian beds. The species *K. tergestina* is accompanied by numerous Senonian foraminifers like *Murgella lata, Rotorbinella scarsellai, Raadshoovenia salentina, Scandonea mediterranea* and others. Besides foraminifers there are the species *A. kotori* and *T. parvovesiculifera* occuring in great numbers (Pl. 6, Fig. 1–7).

The thickly-bedded assemblage zone is quite rich with the hipurites and radiolites species, which usually appear under the *K. tergestina* beds. Significant species are *H. nabresinensis, H. (Vaccinites) archaici, H. (Vavc.) giganteus, H. (Vacc.) oppeli* in *H. (Vacc.) vredenburgi.* Of radiolites the species *Gorjanovicia costata* (Pl. 10, Fig. 3), *G. acuticostata* and various species of the genera *Sauvagesia* and *Medeella* were found in the last two years. The species *Katzeria hercegovinaensis* (Pl. 10, Fig. 1) occurs in numerous places in the *K. tergestina* beds.

The seventh assemblage zone corresponds with the beds of the Lower and Middle Maastrichtian, and is named after the foraminifer *Orbitoides media* (Pl. 7., Fig. 1, 2). Besides, there is mass occurrence of other species in such numbers that the orbitoids are rock-building constituents. Rich find-spots are known south of Snežnik, at Prestranek and on Nanos.

The characteristic macrofauna consists of *H. (Vacc.) braciensis, Joufia reticulata* (Pl. 10, Fig. 2) and *Apulites giganteus*, and various species of the genus *Pseudopolyconites.*

The eight *Rhapydionina liburnica* assemblage zone corresponds to the Upper Maastrichtian. Apart from the foraminifer *R. liburnica* (Pl. 7, Fig. 3, 4) there are also *M. apenninica* and other Upper Cretaceous species and families such as Bolivinidae, Miliolidae, Discorbidae and Rotaliidae.

Of rudists the following genera are important: *Gyropleura* sp., *Apricardia* sp., and *Bournonia* sp., all of them dying-out by the end of the Maastrichtian time.

The transition period between the Cretaceous and the Palaeocene was marked by sedimentation in a very shallow, warm sea with periodical dry land emergence and freshwater influence, both evident in the occurrence of numerous Characeae. Breccia at the base of the Palaeocene points at a break in sedimentation. The most characteristic are calcite prisms of *Microcodium*, which gave name to the transitional beds between the Cretaceous and the Palaeocene.

Macrofauna of this assemblage zone has been best studied on the Triest-Komen plateau and in the Dolenja vas profile near Senožeče (Drobne et al., 1988).

The *R. liburnica* assemblage zone on the Nanos mountain gets substituted by the pelagic sedimente of the *Gansserina gansseri* assemblage zone (Pl. 7, Fig. 5–7). It is followed by the Palaeocene deep-sea beds, already described by Buser and Pavšič (1976).

## Literatura


Buser, S. 1965, Starost plasti s *Keramosphaerina* (*Bradya*) *tergestina* (Stache) v slovenskih Dinaridih. Geologija, *8*, 130–133, Ljubljana.

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

Buser, S. 1973, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Gorica. Zvezni geološki zavod Beograd, 50 p., Beograd.

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

Buser, S. & Pavšič, J. 1976, Paleocene flysh beneath the Nanos (western part of Slovenia). Bull. sci. Sect. A Yougosl., T *21*, No. 10–12, 198–200, Zagreb.

Cherchi, A., Radoičić, R. & Schroeder, R. 1976, *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica*, n. subgen., n.sp., nuovo macroforaminifero del Cenomaniano dell'Europa meridionale. Soc. Pal. Ital., Boll., vol. *15*, no. 1, 37–43, Modena.

Chiocchini, M., Mancinelli, A. & Romano, A. 1983, Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni Mountains. Benthos '83, Sec. Inter. Symp. on Benthic foram., 167–181, Pau.

Drobne, K. 1981, Značilne foraminifere in njih združbe v podlagi danijskih plasti. Geološki zbornik, *2*, 73–85, Ljubljana.

Drobne, K., Ogorelec, B., Pleničar, M., Zucchi-Stolfa, M. L. & Turnšek, D. 1988, Maastrichtian, Danian and Thanetian beds in Dolenja vas (NW Dinarides, Yugoslavia) Microfacies, Foraminifers, Rudists and Corals. Razprave SAZU, 4. razr., *29*, str. 147–224, Pl. 1–35, figs, 1–16, Ljubljana.

Farinacci, A. & Radoičić, R. 1964, Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell' Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. Ric. Sci., T. *34* (II A), 269–300, Roma.

Koch, R. 1978/79, Fazies and Diagenese eines Biostrom-Komplexes (Oberkreide, Jugoslawien), Zeitschrift Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, Compendium 78/79, 41–64, Bild 1–20, Berlin.

Mamužić, P., Polšak, A., Grimani, M., Šimunić, A. & Korolija, B. 1981, Detaljni geološki stup kroz naslage cenomana sjeverno od Vela Luke na otoku Korčuli. Geol. vjesnik, *31*, 89–91, Zagreb.

Parona, C. F. 1926, Ricerche sulle Rudiste e su altri fossili del cretacico superiore del Carso Gorziano e dell'Istria. Mem. Ist. geol., *7*, 1–50, tav. 1–6, Padova.

Pejović, D. & Radoičić, R. 1987, Prilog stratigrafiji gornje krede ostrva Brača – Jadranska karbonatna platforma. Geologija, *28/29*, (1985/86), 121–145, Ljubljana.

Pleničar, M. 1960, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija, *6*, 22–145, 14 prilog, Ljubljana.

Pleničar, M. 1963, Kaprinide in podrod *Radiolitella* (Rudistae) v krednih skladih jugozahodne Slovenije. Razprave SAZU, 4. razr., *7*, 559–587, tab. 1–8, Ljubljana.

Pleničar, M. 1967, Kredna makrofavna Trnovskega gozda. Geologija, *10*, 147–159, 8 prilog, Ljubljana.

Pleničar, M. 1973, Radioliti iz krednih skladov Slovenije I. Geologija, *16*, 187–226, tab. 1–15, Ljubljana.

Pleničar, M. 1974, Radioliti iz krednih skladov Slovenije II. Geologija, *17*, 131–179, sl. 1–70, Ljubljana.

Pleničar, M. 1975, Hipuriti Nanosa in Tržaško-Komenske planote. Razprave SAZU, 4. razr., *18*, 85–115, tab. 1–23, Ljubljana.

Pleničar, M. 1977, Rudisti v krednih skladih Slovenije, Geologija, *20*, 5–31, tab. 1–8, Ljubljana.

Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Postojna. Zvezni geološki zavod Beograd, 62 p. Beograd.

Pleničar, M. & Šribar, L. 1983, Kredni skladi med Kočevjem in Krko. Geološki zbornik, *4*, tab. 1–7, 47–79, Ljubljana.

Pleničar, M. & Šribar, L. 1986, Kredna karbonatna plošča jugovzhodne Slovenije. 11. Kongres geologov Jugoslavije, knj. *2*, 142–157, Zemun.

Polšak, A. 1967, Kredna makrofavna južne Istre. Palaeontologia Jugoslavica, JAZU, *8*, 1–219, tab. 1–85, sl. 1–45, Zagreb.

Polšak, A., Bauer, V. & Sliškovič, T. 1982, Stratigraphie du Crétacé Superieur de la Plate-forme Carbonatée dans les Dinarides Externes, Cretaceous, Acad. Press., 125–133, London.

Radoičić, R. 1960, Mikrofacije krede i starijeg tercijara spoljnih Dinarida Jugoslavije. Zavod geol. istr. Crne Gore, Paleont. jugosl. Dinarida, (A) *4/1*, 5–35, tab. 1–67, Titograd.

Radoičić, R. 1974, Microfossil assemblage in Upper Cretaceous sediments of Crnoljevo and Drenica, with paleogeography of the area. Glas Acad. Serbe Sc. Arts, 289 (Cl. Sc. math. nat *36*), 127–143, Beograd.

Reichel, M. 1984, La crible apertural de *Rhapydionina liburnica* (Stache) du Maastrichtien de Vremski Britof, Yugoslavie. Benthos' 83, Sec. Inter. Symp. on Benthic foram., Pl. 1–3, 525-532, Pau.

Sartoni, S. & Crescenti, U. 1962, Ricerche Biostratigrafiche nel Mesozoico dell' Appennino Meridionale. Giorn. Geol., *29*, tav. 1–42, 161–222, Bologna.

Sladić-Trifunović, M. 1981, *Branislavia*, novi rudistni rod iz mastrihta Bačevice (istočna Srbija). Geološki anali Balkanskog poluostrva, *45*, 207–216, Beograd.

Stache, G. 1889, Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. Abh. Geol. R. A., *13*, 1–170, tab. 1–8, Wien.

Šikić, D. & Pleničar, M. 1975, Osnovna geološka karta 1:100 000. Tolmač lista Ilirska Bistrica. Zvezni geološki zavod Beograd, 51 p., Beograd.

Šikić, D., Pleničar, M. & Šparica, M. 1972, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. List Ilirska Bistrica. Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Šribar, L. 1979, Biostratigrafija spodnjekrednih plasti na Logaški planoti. Geologija, *22*/2, 277–308, tab. 1–9, Ljubljana.

Torre, D. 1965, Contributo alla conoscenza delle Rudiste dei dintor di Altamura – Murge Baresi. Palaeontographia Italica, *60*, (N. ser. 30), 1–8, tav. 1–5, fig. 1–4, Pisa.

Velić, I. 1977, Jurassic and Lower Cretaceous assemblage-zone in Mt. Velika Kapela, central Croatia. Acta geol. IX/2, Prirod. istr., kn. *42*, tab. 1–32, 15–37, Zagreb.

**Tabla 1 – Plate 1**

Cenocona
Assemblage zone Miliolidae, Ostracoda

Zgornji albij–spodnji cenomanij
Upper Albian–Lower Cenomanian

*1* Miliolidae, 18 ×
*2* Ostracoda, 18 ×
*3* *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), 18 ×
*4* Miliolidae, Codiaceae, 18 ×
*5* »Pseudoostracoda«, 45 ×

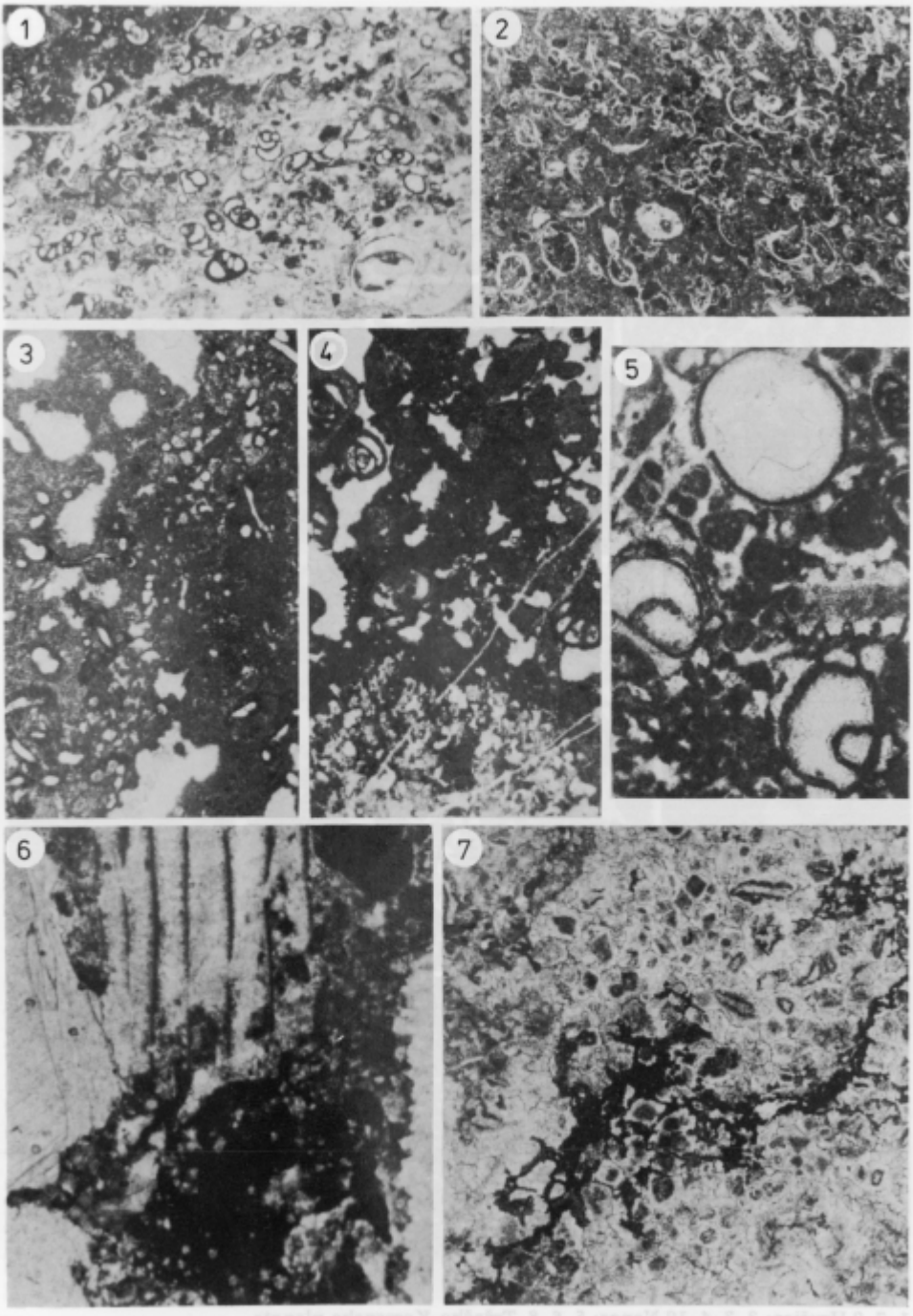
Intervalna cona
Interval zone

Zgornji albij–spodnji cenomanij
Upper Albian–Lower Cenomanian

*6* Dolomitno-apnena breča, 18 ×
Dolomitic-limestone breccia, 18 ×
*7* Dolomitizirani apnenec, 18 ×
Dolomitic limestone, 18 ×

Nahajališča:
Localities:

*1* Nanos; *2*, *3*, *4* Bač-Mašun; *5* Hrušica; *6*, *7* Koritnica-Mašun


1
2
3
4
5
6
7

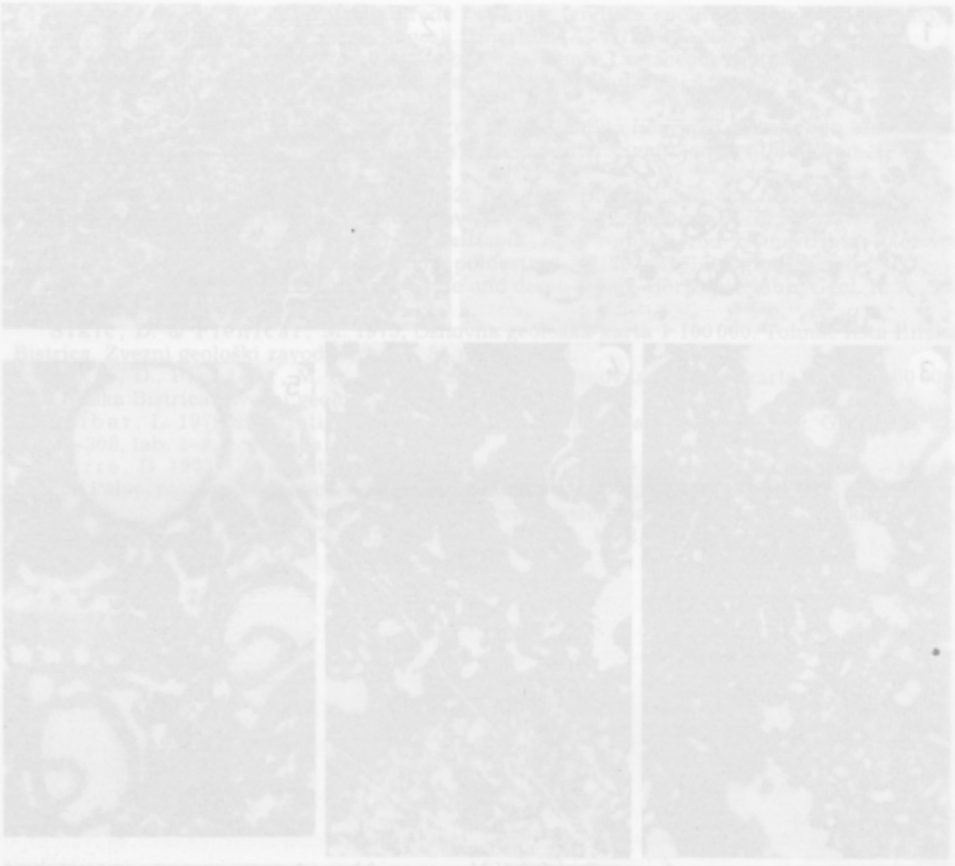


**Tabla 2 – Plate 2**

Cenocona
Assemblage zone *Broeckina* (*P.*) *balcanica*

Srednji-zgornji cenomanij
Middle-Upper Cenomanian

*1* *Broeckina* (*Pastrikella*) *balcanica* Cherchi, Radoičić & Schroeder, 65 ×
*2* *Nezzazata conica* (Smout), 65 ×
*3* *N. gyra* (Smout), 65 ×
*4* Foraminiferni-miliolidni apnenec, 18 ×
Limestone with Foraminifers-Miliolids, 18 ×
*5* *Cribrostomoides sinaica* Omara, 65 ×
*6* *Chrysalidina gradata* d'Orbigny, 65 ×
*7* *Trochospira avnimelechi* Hamaoui & Saint-Marc, 62 ×
*8* *Pseudolituonella reicheli* Marie, 65 ×
*9* *Orbitolina* ex gr. *conica-concava* (d'Orbigny), 18 ×
*10* *Gavelinella* sp. 65 ×

Nahajališča:
Localities:

*1, 7, 9* Hrušica; *2, 3, 4, 10* Nanos; *5, 6, 8,* Tržaško-Komenska planota

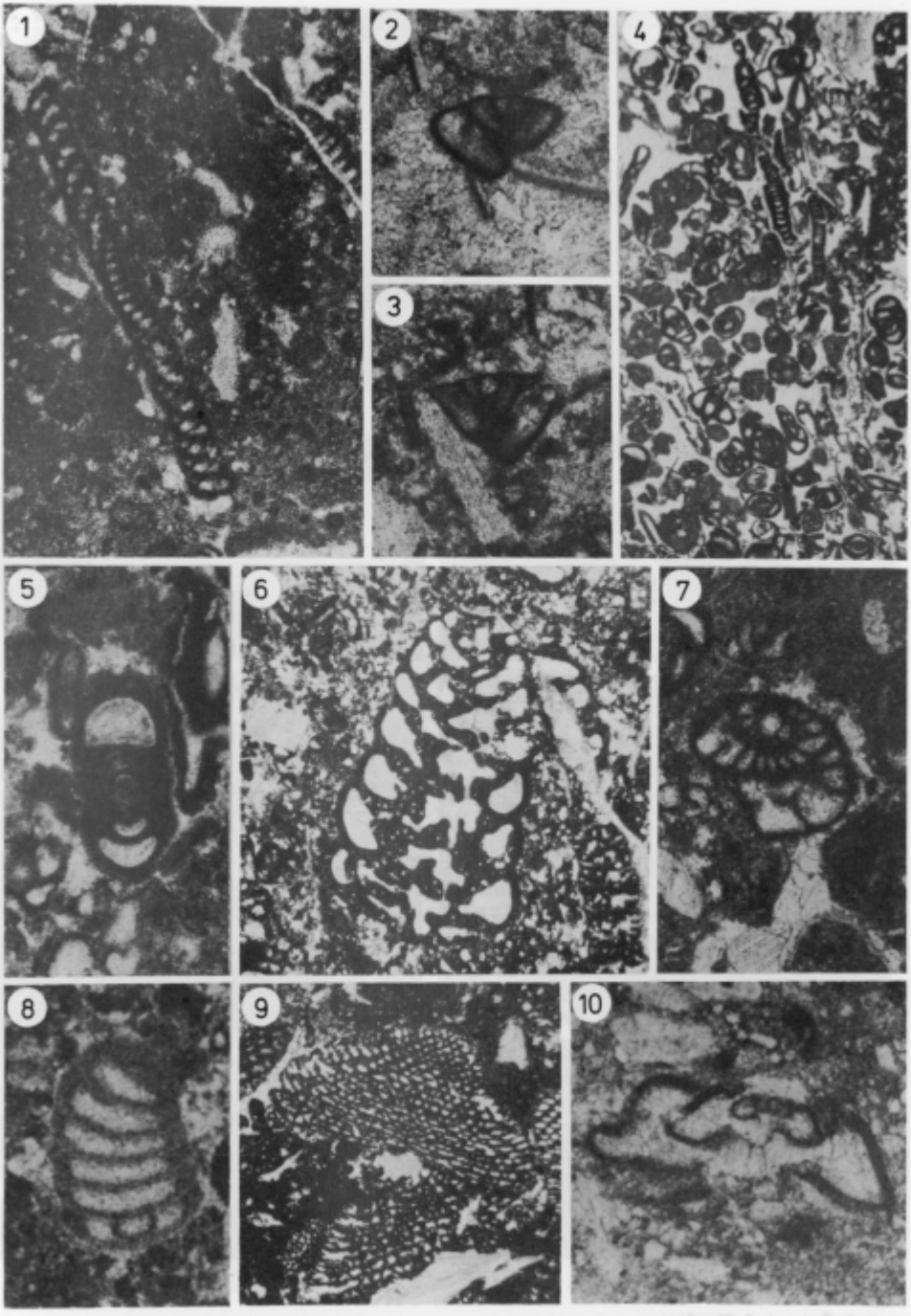

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

**Tabla 3 – Plate 3**

Intervalna cona
Interval zone

Cenomanij-turonij (prehodne plasti)
Cenomanian-Turonian (transition beds)

*1* Apnenec z izsušitvenimi porami, 18 ×
Fenestral limestone, 18 ×
*2* Sparitni dolomit, 18 ×
Sparitic dolomite, 18 ×

Cenocona s pelagičnimi mikrofosili
Assemblage zone with pelagic microfossils

Spodnji turonij
Lower Turonian

*3* *Pithonella* sp., Calcisphaerulidae, 18 ×
*4* Pelagični mikrofosili s *Hedbergella* sp., 65 ×
Pelagic microfossils with *Hedbergella* sp., 65 ×
*5* *Hedbergella* sp., 110 ×

Nahajališča:
Localities:

*1, 2, 3,* Žeje; *4, 5,* Hrušica

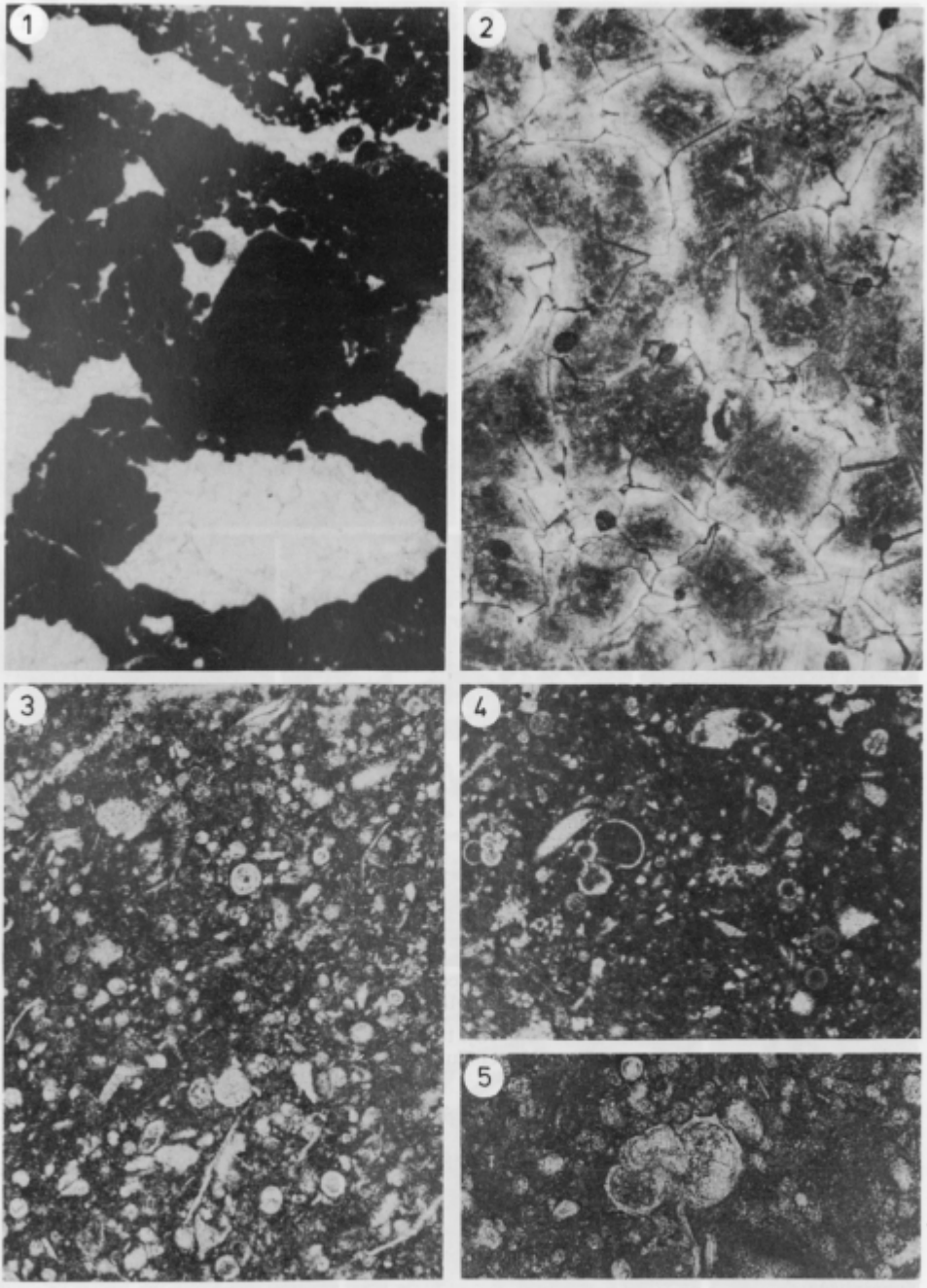

1
2
3
4
5



**Tabla 4 – Plate 4**

Cenocona
Assemblage zone *Aeolisaccus kotori*

Zgornji turonij
Upper Turonian

*1* *Aeolisaccus kotori* Radoičić, 65 ×
*2* *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus kotori* Radoičić in Miliolidae, 45 ×
*3* *Nezzazatinella picardi* (Henson), 65 ×
*4* *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, 65 ×
*5* *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, 65 ×
*6* *Biconcava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, 45 ×
*7* *Spiroloculina cretacea* Reuss, 65 ×
*8* *Cyclogyra* sp., 65 ×

Nahajališča:
Localities:

*1, 2* Postojna; *3* Hrušica; *4, 5* Tržaško-Komenska planota; *6, 7, 8* Nanos

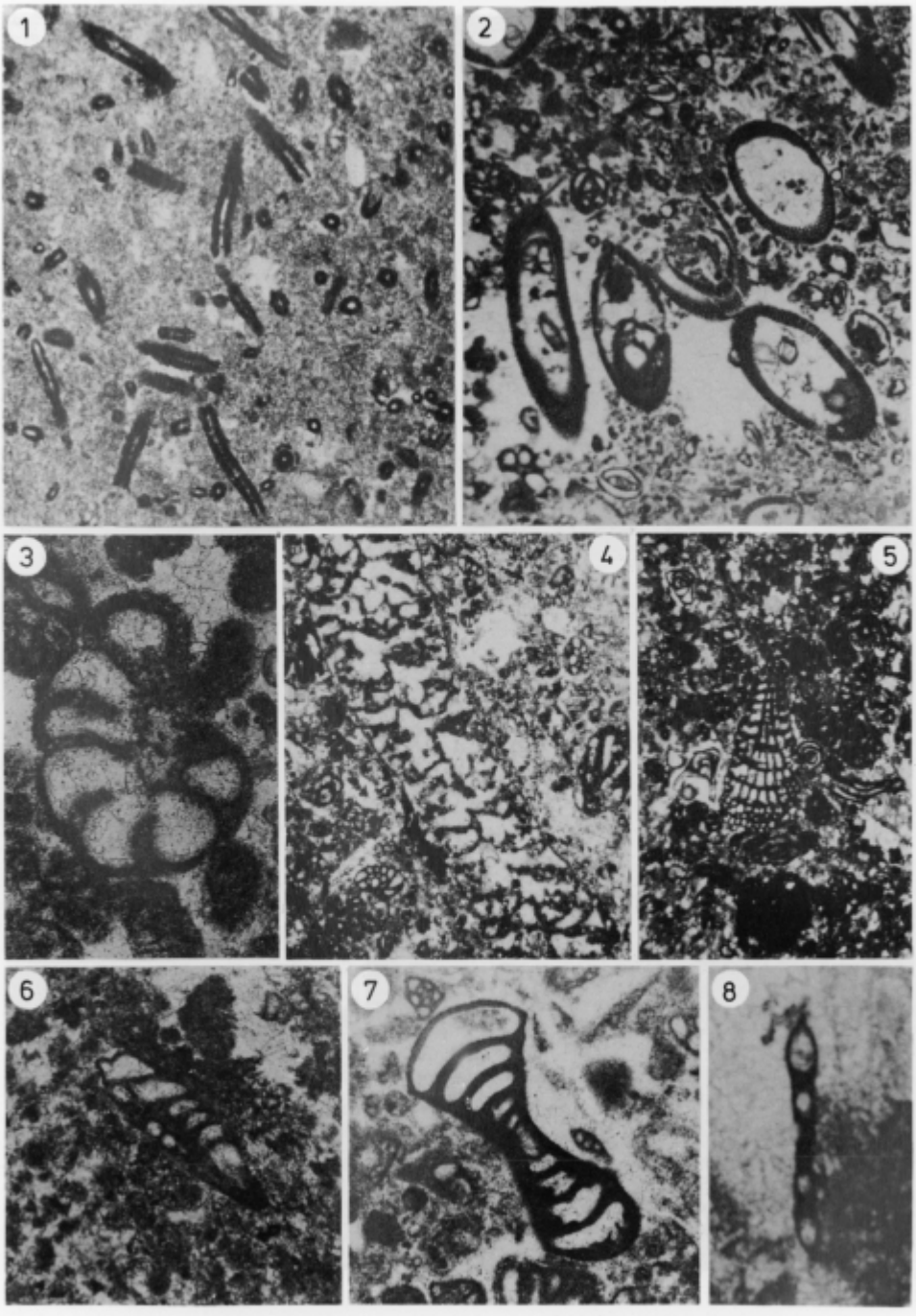

1
2
3
4
5
6
7
8

**Tabla 5 – Plate 5**

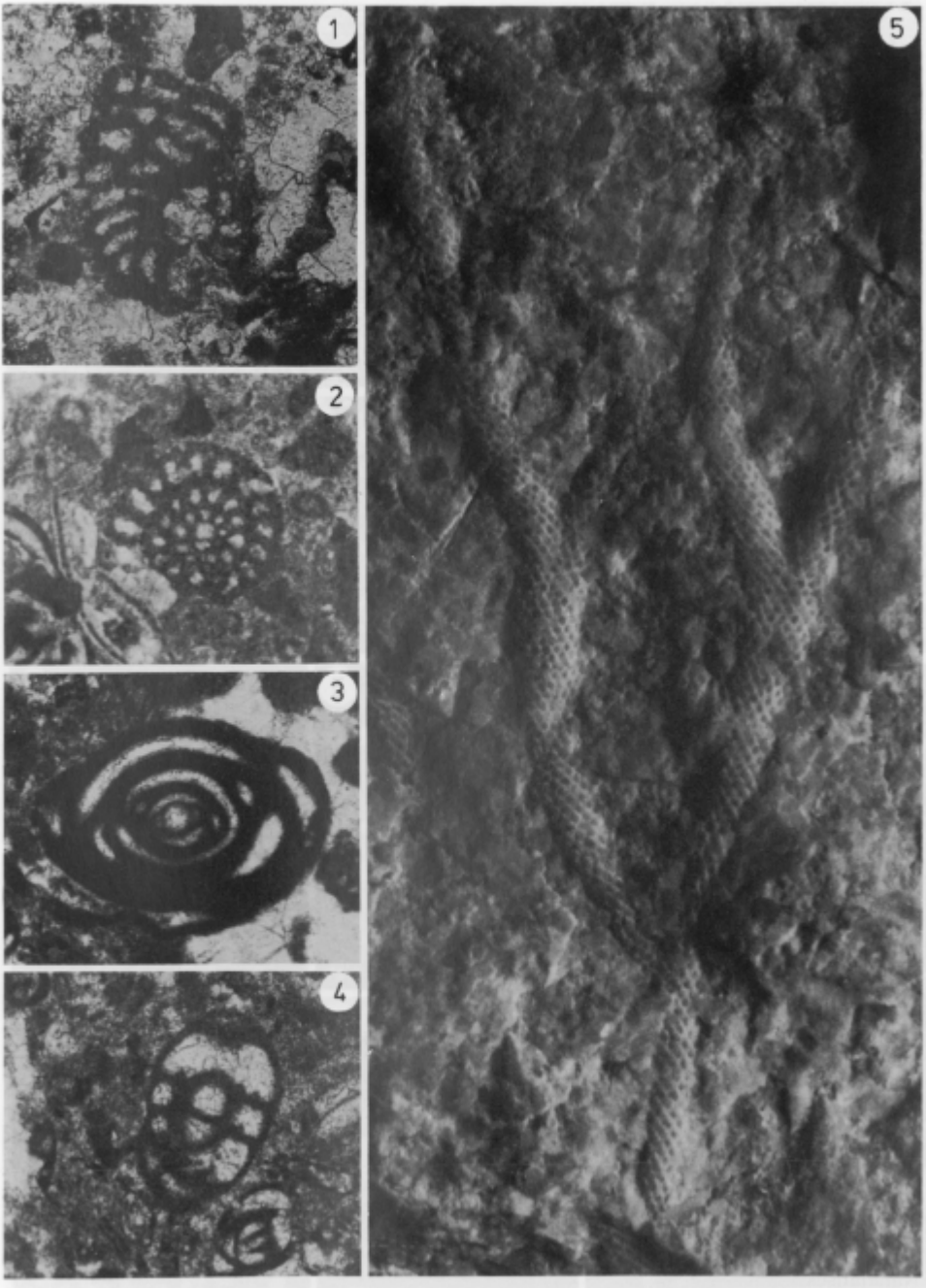
Cenocona
Assemblage zone *Pseudocyclammina sphaeroidea*

Coniacij-spodnji santonij
Coniacian-Lower Santonian

*1, 2 Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, 65 ×
*3 Idalina antiqua* Schlumberger & Munier-Chalmas, 50 ×
*4 Moncharmontia apenninica* (De Castro), 65 ×
*5* Cyclostomata, naravna velikost – natural size

Nahajališča:
Localities:

*1* Hrušica; *2, 3* Tržaško-Komenska planota; *4, 5,* Nanos


1
2
3
4
5

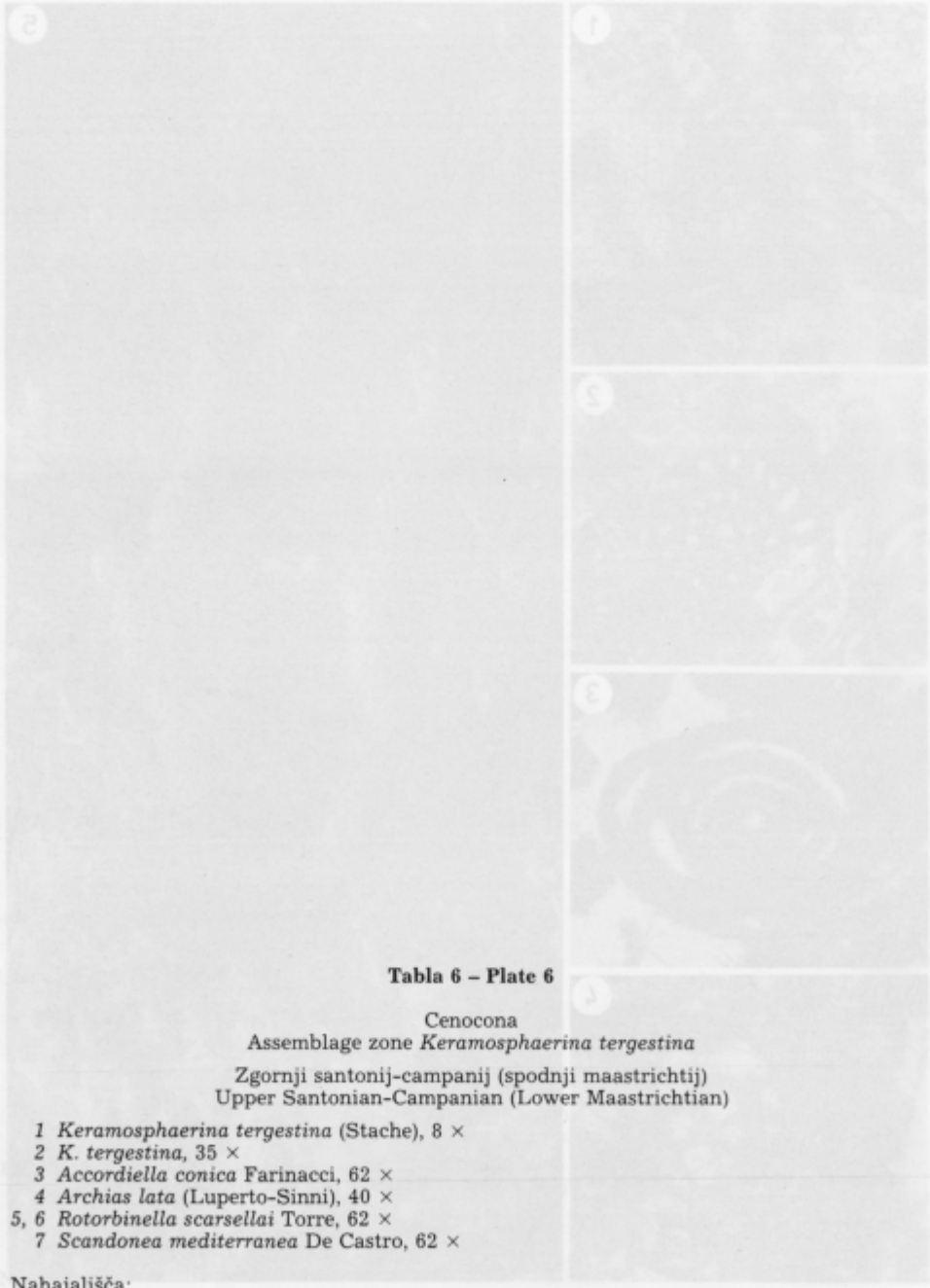


**Tabla 6 – Plate 6**

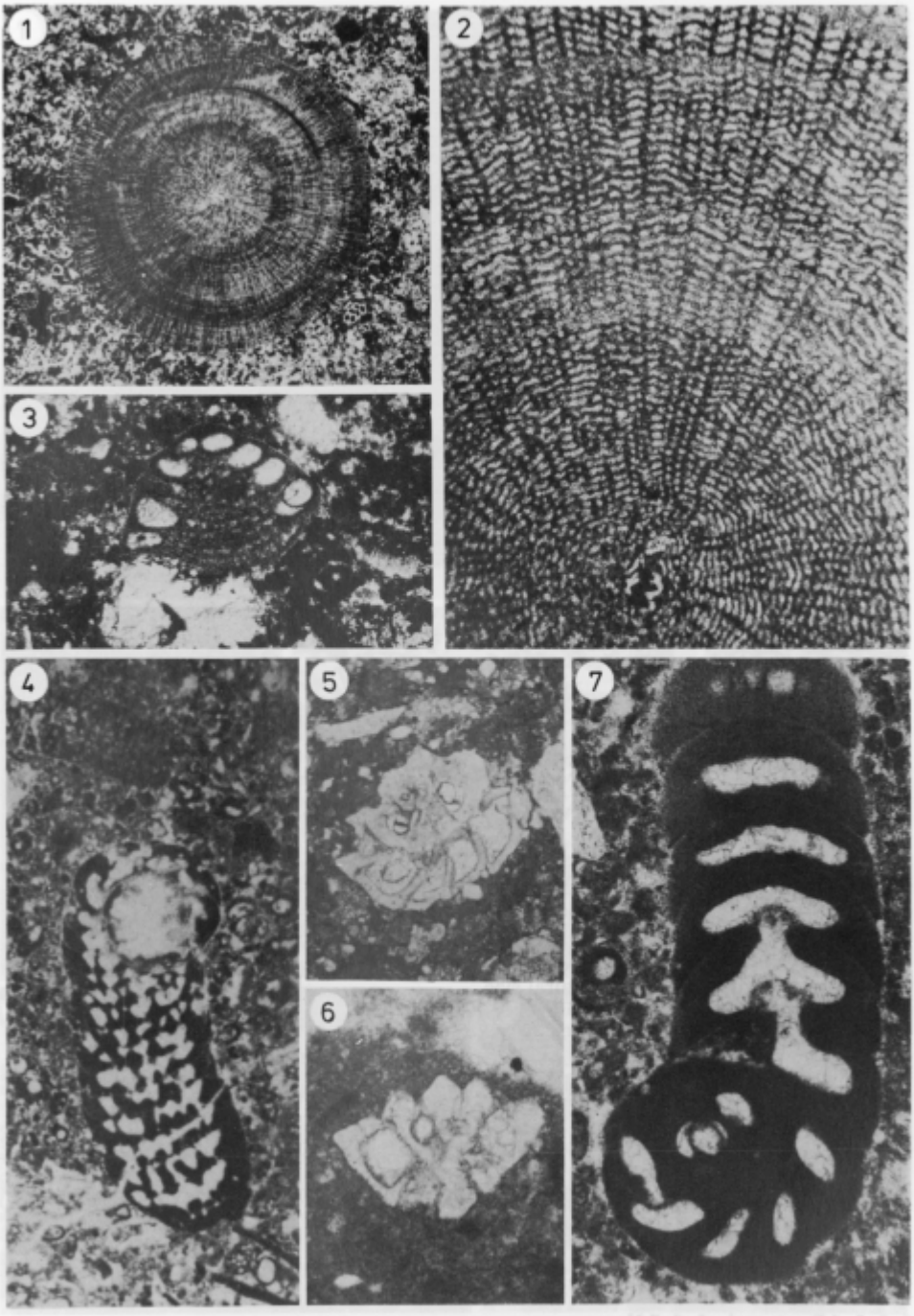
Cenocona
Assemblage zone *Keramosphaerina tergestina*

Zgornji santonij-campanij (spodnji maastrichtij)
Upper Santonian-Campanian (Lower Maastrichtian)

*1* *Keramosphaerina tergestina* (Stache), 8 ×
*2* *K. tergestina*, 35 ×
*3* *Accordiella conica* Farinacci, 62 ×
*4* *Archias lata* (Luperto-Sinni), 40 ×
*5, 6* *Rotorbinella scarsellai* Torre, 62 ×
*7* *Scandonea mediterranea* De Castro, 62 ×

Nahajališča:
Localities:

*1, 2, 7* Nanos; *3* Hrušica; *4, 5, 6* Tržaško-Komenska planota


1
2
3
4
5
6
7

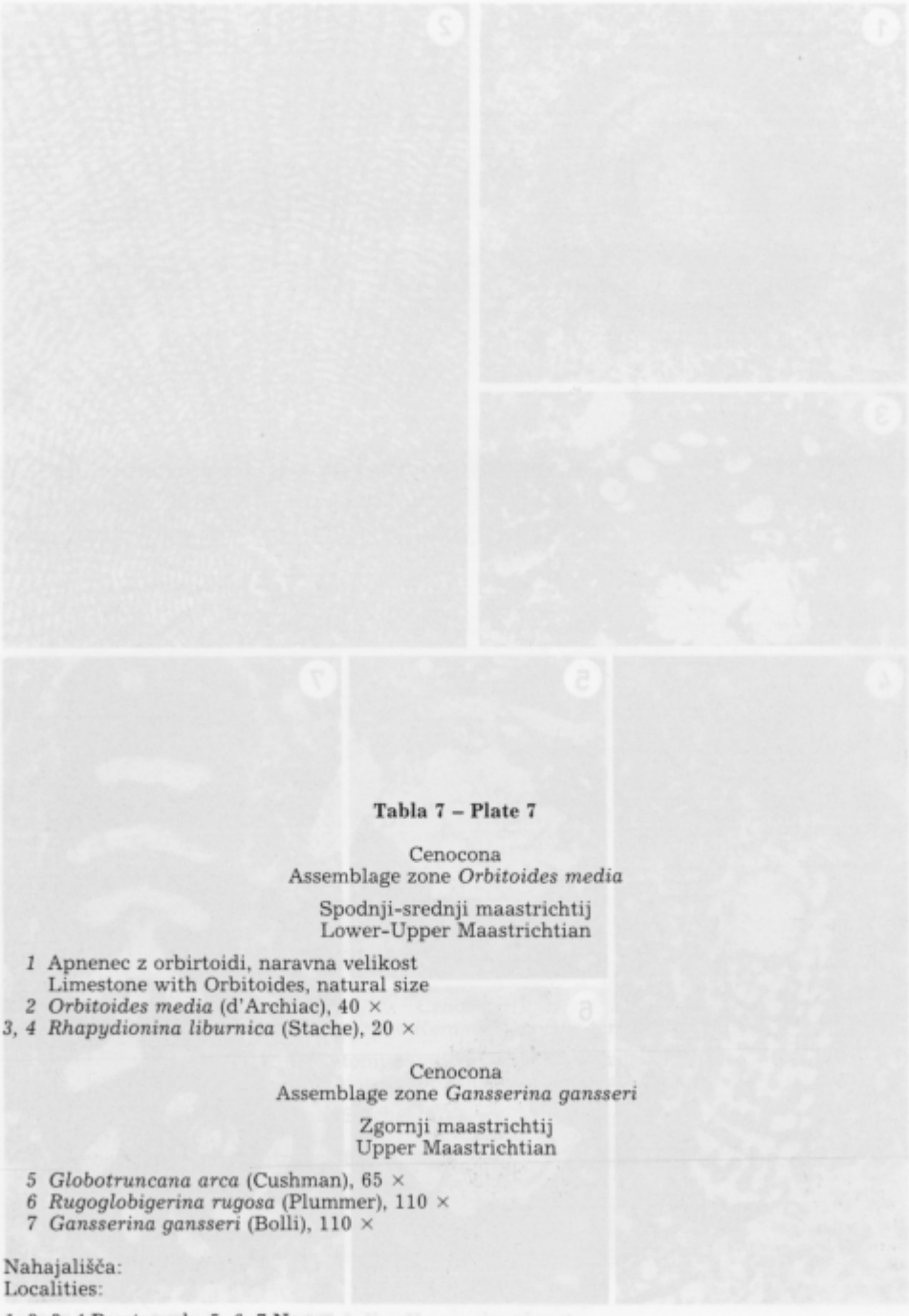


**Tabla 7 – Plate 7**

Cenocona
Assemblage zone *Orbitoides media*

Spodnji-srednji maastrichtij
Lower-Upper Maastrichtian

*1* Apnenec z orbirtoidi, naravna velikost
Limestone with Orbitoides, natural size
*2* *Orbitoides media* (d'Archiac), 40 ×
*3, 4* *Rhapydionina liburnica* (Stache), 20 ×

Cenocona
Assemblage zone *Gansserina gansseri*

Zgornji maastrichtij
Upper Maastrichtian

*5* *Globotruncana arca* (Cushman), 65 ×
*6* *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), 110 ×
*7* *Gansserina gansseri* (Bolli), 110 ×

Nahajališča:
Localities:

*1, 2, 3, 4* Prestranek; *5, 6, 7* Nanos

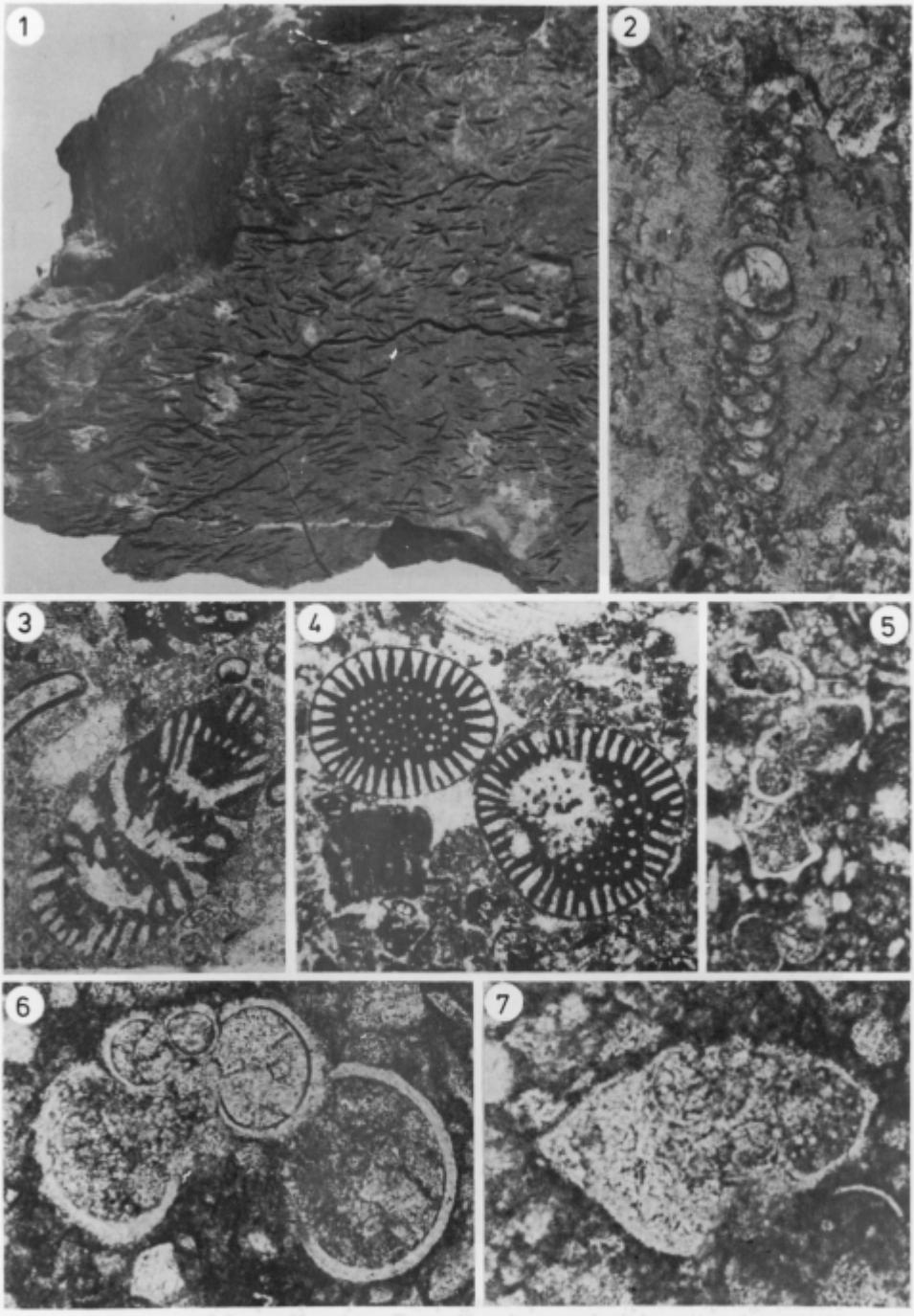

1
2
3
4
5
6
7



**Tabla 8 – Plate 8**

*1a, 1b* *Rhynchonella contorta* d'Orbigny
Nanos; zgornji turonij; naravna velikost
Upper Turonian. Nanos. Natural size

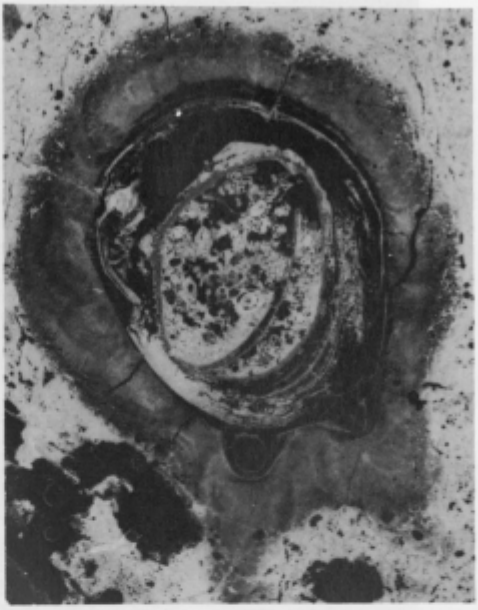
*2, 3* *Medeella zignana* (Pirona)
Nanos; zgornji turonij; zbrusek prečnega preseka spodnje lupine; 3,5 ×
Horizontal section of the lower valve. Upper Turonian. Nanos. 3,5 ×



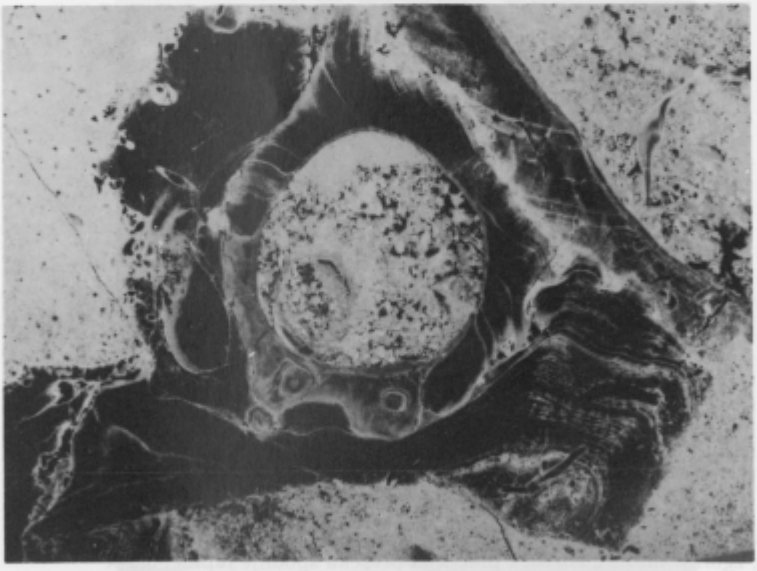
1a



1b



2



3

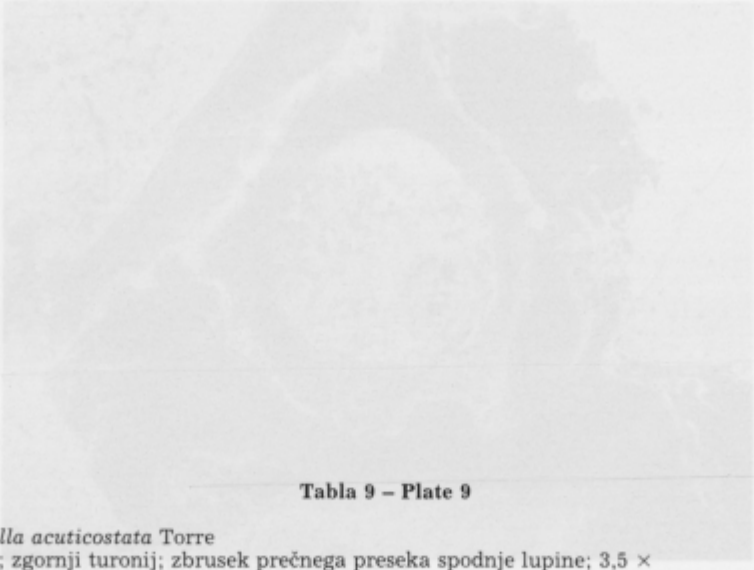
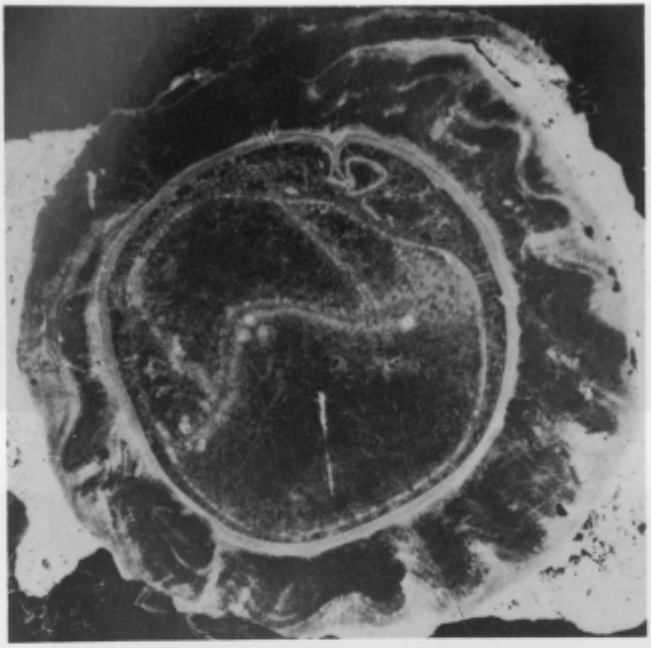


**Tabla 9 – Plate 9**

*1 Medeella acuticostata* Torre
Nanos; zgornji turonij; zbrusek prečnega preseka spodnje lupine; 3,5 ×
Horizontal section of the lower valve. Upper Turonian. Nanos. 3,5 ×

*2 Durania* sp.
Nanos; zgornji turonij; zbrusek prečnega preseka spodnje lupine; 3,5 ×
Horizontal section of the lower valve. Upper Turonian. Nanos. 3,5 ×



1



2

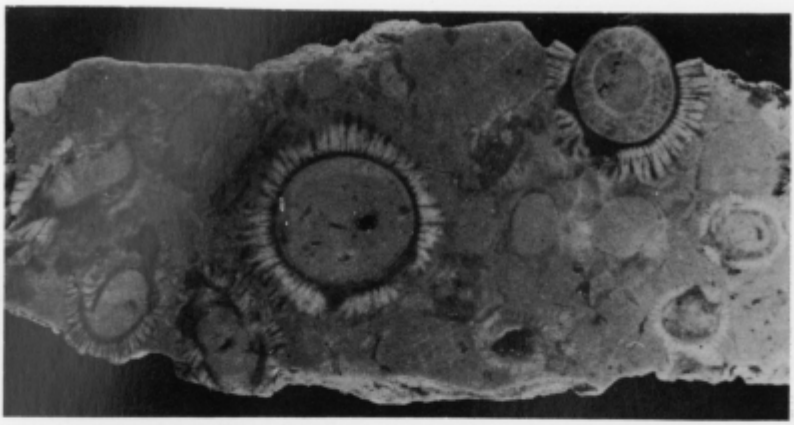
**Tabla 10 – Plate 10**

*1* *Katzeria hercegovinaensis* Slišković
Rakitnik pri Postojni; zgornji santorij-campanij; (cenocona s *Keramosphaerina tergestina*); prečni presek več spodnjih lupin; naravna velikost
(The *Keramosphaerina tergestina* assemblage zone); horizontal section of some lower valves. Upper Santonian to Campanian. Rakitnik pri Postojni. Natural size

*2* *Joufia reticulata* Boehm
Nanos; spodnji in srednji maastrichtij, (cenocona z *Orbitoides media*); del spodnje lupine; naravna velikost
(The *Orbitoides media* assemblage zone); part of the lower valve. Lower and Middle Maastrichtian. Natural size

*3* *Gorjanovicia costata* Polšak
Žeje pri Postojni; zgornji santonij-campanij; prečni presek spodnje lupine; naravna velikost
Horizontal section of the lower valve. Upper Santonian to Campanian. Žeje pri Postojni. Natural size

*4* Izlužena površina apnenca z burnonijami; Dolenja vas pri Senožečah; zgornji maastrichtij, (cenocona z *Rhapydionina liburnica*); naravna velikost
Washed-out surface of limestone with burnonias, (the *Rhapydionina liburnica* assemblage zone). Upper Maastrichtian.
Dolenja vas near Senožeče. Natural size



1



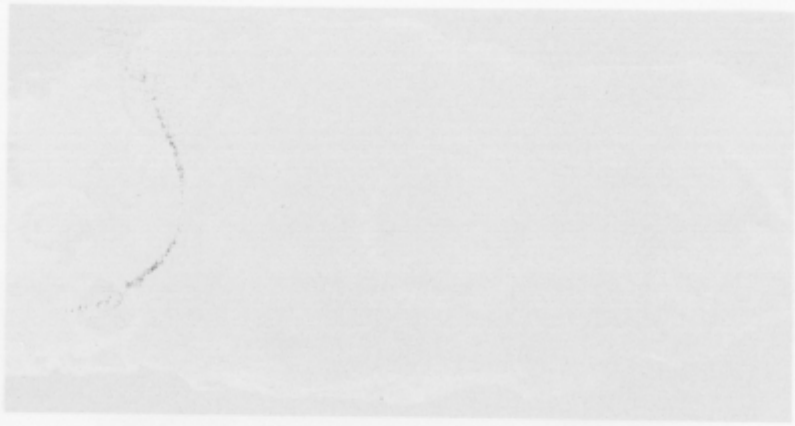
2



3



4



1



2



4



3

Dolenja vas near Senožeče. Natural size

GEOLOGIJA 33, 207–213 (1990), Ljubljana

UDK 56:551.763(450.2/.4) = 50

# *Biradiolites zucchii* n. sp. nella Cava Romana di Aurisina

## *Biradiolites zucchii* n. sp. from the Cava Romana di Aurisina

*Mauro Caffau*
Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli studi Piazzale Europa 1, 34127 Trieste (Italia)

*Mario Pleničar*
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani
Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana (Jugoslavija)

**Riassunto**

Argomento di questa nota è la descrizione di una nuova specie di Rudista, rinvenuta nella Cava Romana di Aurisina in calcari appartenenti alla parte alta della formazione di Borgo Grotta Gigante di età Senoniano superiore. Gli esemplari, tutte valve destre, si presentano con ampia variabilità specifica, di altezza non superiore ai 4 cm., con gusci sottili ma forniti di lunghe e robuste coste che si presentano a volte ampiamente ramificate. Cresta ligamentare assente, struttura del guscio lamellare.

**Abstract**

In the paper, a new species of rudist is described. The fossil was found in Cava Romana (Roman querry) near Aurisina, Italy, in limestone of the upper part of the Borgo Grotta Gigante Formation which is of the Upper Senonian age. Only the right valves which exhibit broad specific variability are available. The valves are up to 4 cm long with thin shell and long, strong and abundantly branched ribs. The ligamental ridge is not developed. The structure of the layer is lamellar.

### Introduzione

L'area della Cava Romana di Aurisina è localizzabile nel bordo meridionale della piattaforma carbonatica del Carso Triestino (F. Duino 40 A III NE) – fig. 1. I calcari affioranti presentano un assetto strutturale a monoclinale con direzione degli strati WNW-ESE ed inclinazione SW variabile dai 25° ai 30° nei quali già da tempo è stata segnalata dal Parona (1932) una ricca macrofauna a Rudiste attribuite genericamente al Cretacico comcomprendente esemplari appartenenti ai generi: *Hippurites*,

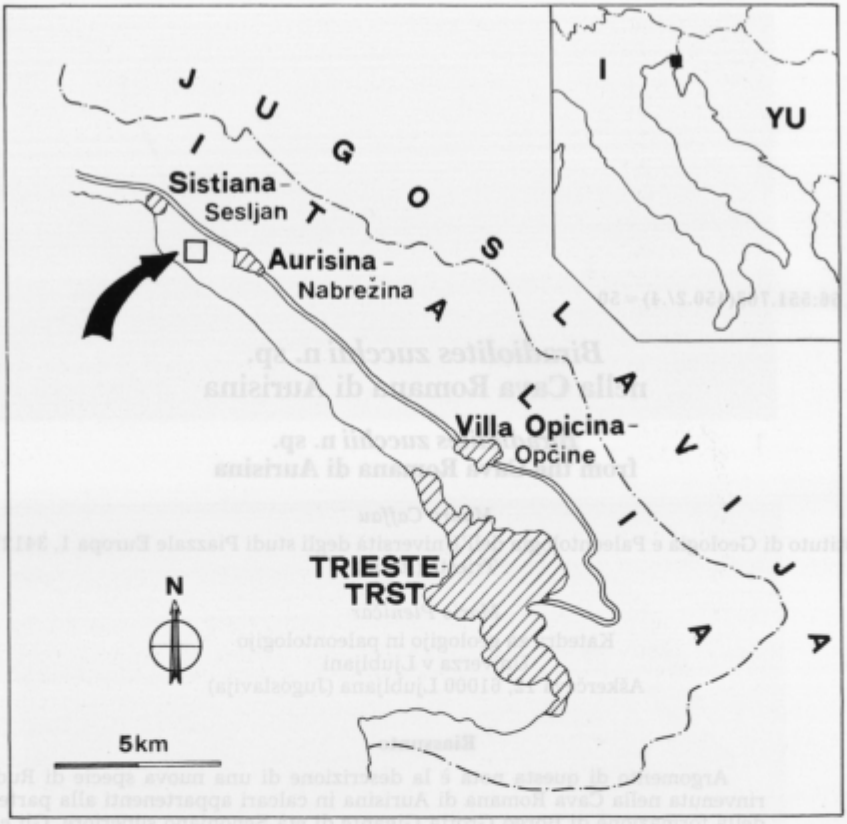



Fig. 1. Ubicazione dell'area dell'affioramento
Fig. 1. Situation map showing fossil localities

*Sphaerulites, Radiolites, Sauvagesia, Durania, Biradiolites* e *Apricardia*. Nei calcari grigio chiari bioclastici contenenti frammenti di Rudiste appartenenti alla parte alta della formazione di Borgo Grotta Gigante (Cucchi et al., 1989) oltre ai già citati generi sono stati rinvenuti durante lo studio di dettaglio iniziato dalla professoressa Maria Luisa Zucchi e dallo scrivente esemplari di *Bournonia, Distefanella, Rajka, Katzeria, Pseudopolyconites, Gorjanovicia,* ed una specie di nuova attribuzione tassonomica.

**Descrizione paleontologica**

Famiglia Radiolitidae Gray 1848
Subfamiglia Biradiolitinae Douvillè 1902
Genere *Biradiolites* d'Orbigny 1847
*Biradiolites zucchii* n. sp.
Tav. 1 fig. 1; Tav. 2 fig. 1; Tav. 3 fig. 1; Fig. 2 nel testo

Derivatio nominis: la specie è dedicata a Maria Luisa Zucchi professoressa di paleontologia all'università di Trieste, prematuramente scomparsa.

Holotypus: tav. 1 fig. 1 numero di collezione 95 MC presso l'Istituto di Geologia e paleontologia dell'Università di Trieste.

Materiale fossile: olotipo numero 95 MC, paratipo numero 95/A tav. 2 fig. 1 oltre ad una decina di sezioni trasversali di valve destre in buon stato di conservazione ed alcuni paratipi quasi isolati dalla roccia che hanno permesso di determinare la lunghezza delle valve inferiori.

Diagnosi: la valva destre è caratterizzata da 7 robuste coste di varia lunghezza di cui due si distinguono dalle altre per la loro forma a spatola, le altre presentano un più o meno marcato sviluppo ramificato. Le aree sifonali sono comprese tra le due coste a spatola e separate da una lunga costa a volte leggermente ramificata. Il guscio è fine e contrasta con lo spessore notevole di alcune coste. La struttura del guscio è indeterminabile in quanto completamente ricristallizzata.

Stratum typicum: Senoniano superiore in associazione a *Katzeria hercegovinaensis, Gorjanovicia costata, Gorjanovicia acuticostata, Gorjanovicia donatae, Bournonia adriatica, Bournonia parva, Bournonia africana, Bournonia murensis, Biradiolites rotundatus, Rajka pejovicae, Radiolites angeoides, Hippurites vrendenburgi, Hippurites* var. *acuticostatus nabresinensis, Hippurites socialis, Vaccinites cornuvaccinum, Hippurites heritschi.*

Locus typicus: località Cava Romana (Aurisina) nel Carso Triestino.

Descrizione: le valve hanno una lunghezza che varia dai 3–4 cm, con un diametro alla commessura di 1–1.5 cm. Guscio sottile 1–1.5 cm.

In tutti gli individui le valve destre presentano lunghe e robuste coste alcune visibilmente ramificate. Si notano 2 coste maggiormente sviluppate e ramificate lunghe 20 e 16 mm, nell'olotipo, 25 e 19 mm. in corrispondenza di una sezione più vicina alla linea di commessura, tav. 1 fig. 1. Le aree sifonali fig. 2 sono insellate tra due grosse coste a forma di spatola e divise da una costa lunga, leggermente ramificata, quella corrispondente alla vicina area sifonale *E* é corta ed ampia, quella in corrispondenza della area sifonale *S* é più lunga e meno ampia dell'altra. Ambedue mettono in risalto una struttura finemente lamellare con concavità rivolte verso il




Fig. 2. *Biradiolites zucchii* n. sp., sezione trasversale in cui si evidenziano le aree sifonali

Fig. 2. *Biradiolites zucchii* n. sp., transversal section with siphonal areas

guscio. Le coste sono in numero di 7 di cui due coppie si presentano con morfologie differenti dalle altre, che si presentano più piccole e meno ramificate. Cresta ligamentare assente.

Differenze: la nuova specie di *Biradiolites zucchii* somiglia per la ornamentazione esterna alla specie *Rajka spinosa* Milovanović (1984) ma ne differisce per la struttura lamellare del guscio che nella nuova specie si presenta sempre con la concavità rivolta verso l'interno della conchiglia, al contrario della *Rajka spinosa*. La caratteristica è molto evidente nelle lamelle di accrescimento delle coste. Differisce inoltre dalla *Bournonia murensis* Pejović (1978) per la localizzazione delle aree sifonali che nella *Bournonia murensis* sono rappresentate da due robuste bande sifonali mentre nella nuova specie sono insellate e divise da una lunga costa.

Posizione stratigrafica e distribuzione: la specie è tipica per il Senoniano superiore nella Cava Romana di Aurisina, nel Carso Triestino.

## *Biradiolites zucchii* n. sp. from the Cava Romana di Aurisina


### Summary

In the Roman Cave near Aurisina in limestones of the Upper Senonian age which belong to the upper part of the Borgo Grotta Gigante Formation, numerous specimens of the new species which belongs to the genus *Biradiolites* were found. Only few individual inadequately preserved valves occur in part isolated, while most of them are embedded in the rock, and they must be studied in cross sections. Characteristic for all forms are seven strong ribs two of which are distinguished from others by size and by branching. The siphonal zone is bordered by two ribs having the shape of a spade, and in the interband a long, narrow rib appears. The structure of the layer is finely lamellar. The ligamental ridge is not developed. The specimens show a broad variability of species which is expressed in the development of branching. The new species *Biradiolites zucchii* is distinguished from the species *Rajka spinosa* Milovanović by the disposition of the growth line in the structure of the layer. In *B. zucchii* n. sp. lamellae are always concavely bent towards the interior of the valve, contrary to the species *Rajka spinosa*.

The new species differs from the species *Bournonia murensis* Pejović by the siphonal zone which consists in species *B. murensis* of two siphonal ridges, whereas in the new species the siphonal bands are concave and separated by a long ridge.

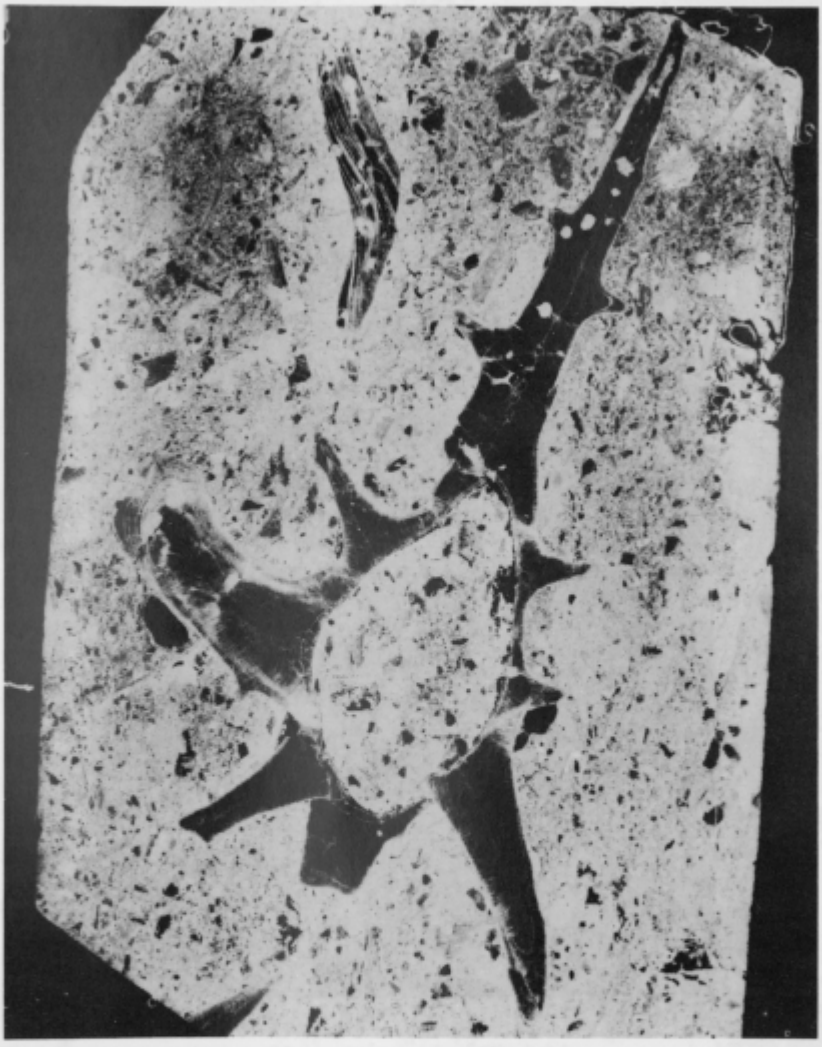

### Bibliografia


Cucchi, F., Pirini Radrizzani, C. & Pugliese, N. 1989, The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste (Italy). Proceedings of the Intern. symposium on: Evolution of the Karstic carbonate platform, Trieste 1th–6th June 1987; Mem. Soc. geol. italiana, *40*, 35–44, Roma.

Milovanović, B. 1984, Dva rudistna roda iz Dinarida (Two rudist genera from the Dinarides). Vesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja, *42*, A, 97–109, tab. 1–4, Beograd.

Parona, C. F. 1932, Fauna cretacica di Aurisina. Giornale di geologia, 7, 1–16, (91–106), Bologna.

Pejović, D. 1978, *Bournonia murensis* n. sp. iz senonskih sedimenata kod Novog Pazara (*Bournonia murensis* n. sp. from Senonian sediments near Novi Pazar). Geološki anali Balkanskoga poluostrva, *42*, 371–374, tab. 1–6, Beograd.



**Tovola 1 – Plate 1**

*1 Biradiolites zucchii* n. sp.

Località: Cava Romana (Aurisina)
Sezione trasversale verso l'appice della valva destra dell'olotypo n. 95; 3,5 ×
Location: Cava Romana (Aurisina)
Transversal section towards the apex of the right valve of the holotype Nr. 95; 3,5 ×

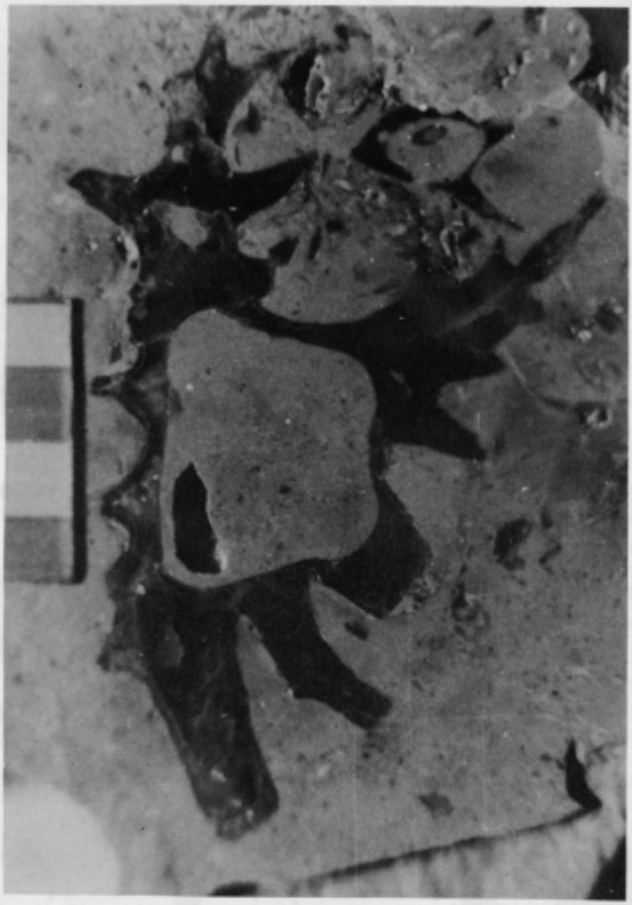


**Tavola 2 – Plate 2**

*1 Biradiolites zucchii* n. sp.

Località: Cava romana (Aurisina)
Sezione trasversale della valva destra del paratipo n. 95 A; la scala: un quadrato è 5 mm
Location: Cava Romana (Aurisina)
Transversal section of the right valve of the paratype Nr. 95 A; scale: one square is 5 mm

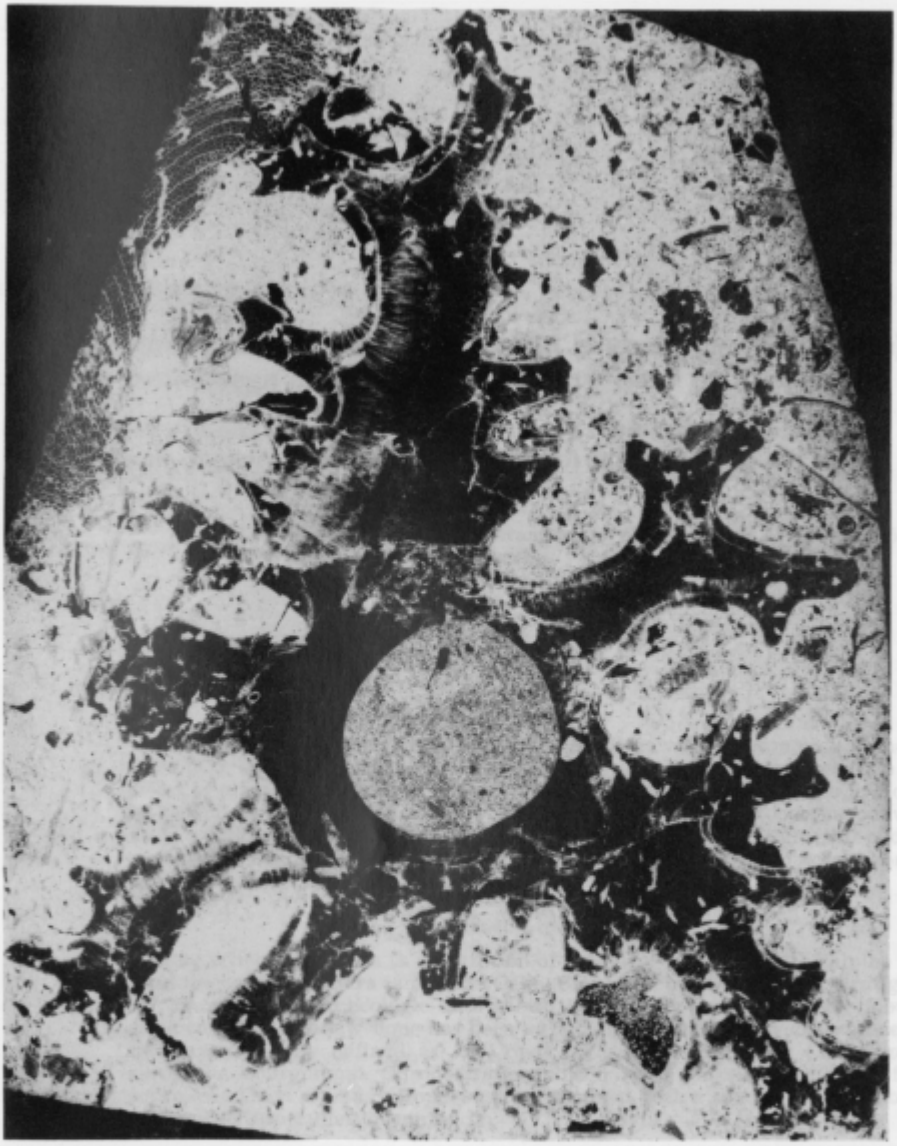


**Tavola 3 – Plate 3**

*1 Biradiolites zucchii* n. sp.

Lacalità: Cava Romana (Aurisina)
Sezione trasversale della valva destra; 3,5 ×
Location: Cava Romana (Aurisina)
Transversal section of the right valve; 3,5 ×

GEOLOGIJA 33, 215–232 (1990), Ljubljana

UDK 56.551.791(497.12) = 863

# *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (*Carnivora, Mammalia*) iz mlajšega pleistocena Apnarjeve jame pri Celju

## *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (*Carnivora, Mammalia*) from the Upper Pleistocene in the Cave Apnarjeva jama at Celje

† *Mirko Malez*

Zavod za paleontologiju i geologiju kvartara Istraživačkog centra JAZU, A. Kovačića 5, 41000 Zagreb

*Ivan Turk*

Inštitut za arheologijo ZRC SAZU
Novi trg 5, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

V članku je opisana spodnja čeljustnica alpskega volka iz Apnarjeve jame pri Celju (Slovenija). Podani so stratigrafski, favnistični in arheološki podatki o najdišču, ki pripada moustérienskemu kompleksu. Čeljustnica je metrično in morfološko obdelana ter taksonomsko opredeljena kot mlajšepleistocenska podvrsta *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat. Zbrani so kronostratigrafski podatki o evropskih najdiščih podvrste *Cuon alpinus europaeus* s posebnim poudarkom na mlajšepleistocenskih najdiščih v Jugoslaviji.

**Abstract**

The article deals with th description of the lower jaw-bone of the alpine wolf from the cave Apnarjeva jama near Celje (Slovenia), putting forward stratigraphic, faunistic and archeologic data about the findings belonging to the Moustierian complex. The jaw-bone has been metrically and morphologically processed and taxonomically defined as an Upper Pleistocene subspecies *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat. Chronostratigraphic data on european findings of the subspecies *Cuon alpinus europaeus* are assembled with a special emphasis being laid on the Upper Pleistocene findings in Yugoslavia.

## Uvod

O razširjenosti in taksonomiji kvartarne sesalske favne v Sloveniji je že leta 1975 pisal Rakovec. Vendar so bila od takrat odkrita in raziskana številna nova najdišča, ki so temeljito dopolnila stanje raziskav na tem področju. Tako je Pohar (1976, 1981, 1983, 1985) v zadnjih letih objavila več razprav, v katerih je analizirala različne kvartarne favne in njihove kronostratigrafske povezave v novoodkritih najdiščih. Njim moramo dodati še objave posameznih najdb, fosilnih in subfosilnih

sesalcev, kot npr. cel skelet severnoevropskega losa iz brezna na Soriški planini (Krivic, 1985), skeletne dele leoparda iz Jame pod Pečino pri Lokvici blizu Kostanjevice na Krasu (Pavšič & Turk, 1989), rosomaha iz Ludvikove jame pri Sežani (Pavšič & Turk, 1989) in številne skeletne ostanke jamskega medveda ter drugih pleistocenskih sesalcev iz jame Divje babe I pri Cerknem (Turk & Dirjec, 1989a). S temi odkritji je bila izpopolnjena slika pleistocenske favne Slovenije.

Vendar je doslej na seznamu pleistocenskih rodov in vrst sesalcev na ozemlju Slovenije manjkal zelo pomembni fosil iz tega obdobja, tj. alpski ali rdeči volk (*Cuon alpinus europaeus*). Po načrtih in neprekinjenih paleolitskih poskusnih in sistematičnih izkopavanjih v zadnjih letih po jamah Slovenije pa je bil najden tudi skeletni ostanek tega azijskega kanida, in sicer leta 1988 pri sondiranju pleistocenskih sedimentov v Apnarjevi jami pri Celju. V poročilu o sondiranju je najdba označena kot neopredeljeni kanid, v angleškem povzetku pa z vprašanjem kot *Cuon alpinus* Pallas (Turk & Dirjec, 1989b, 13, 19, sl. 5). Ta pomembna najdba nedvomno pripada pleistocenskemu alpskemu volku in je podrobneje opisana v tem članku.

## Apnarjeva jama in stratigrafski podatki

Apnarjeva jama leži na južnem pobočju Kotečnika (772 m) nad Libojami pri Celju na višini 670 m. Izoblikovala se je v triasnem apnencu. Ima nizek, proti jugu obrnjen vhod, skozi katerega pridemo v 23 m dolg in več kot 2 m visok prostor, ki je v zadnjem delu močno zasigan tako po stropu in stenah kot po tleh. Danes je jama zelo suha, v preteklosti pa je morala biti zelo vlažna, kar dokazujejo bogate kapniške oblike.

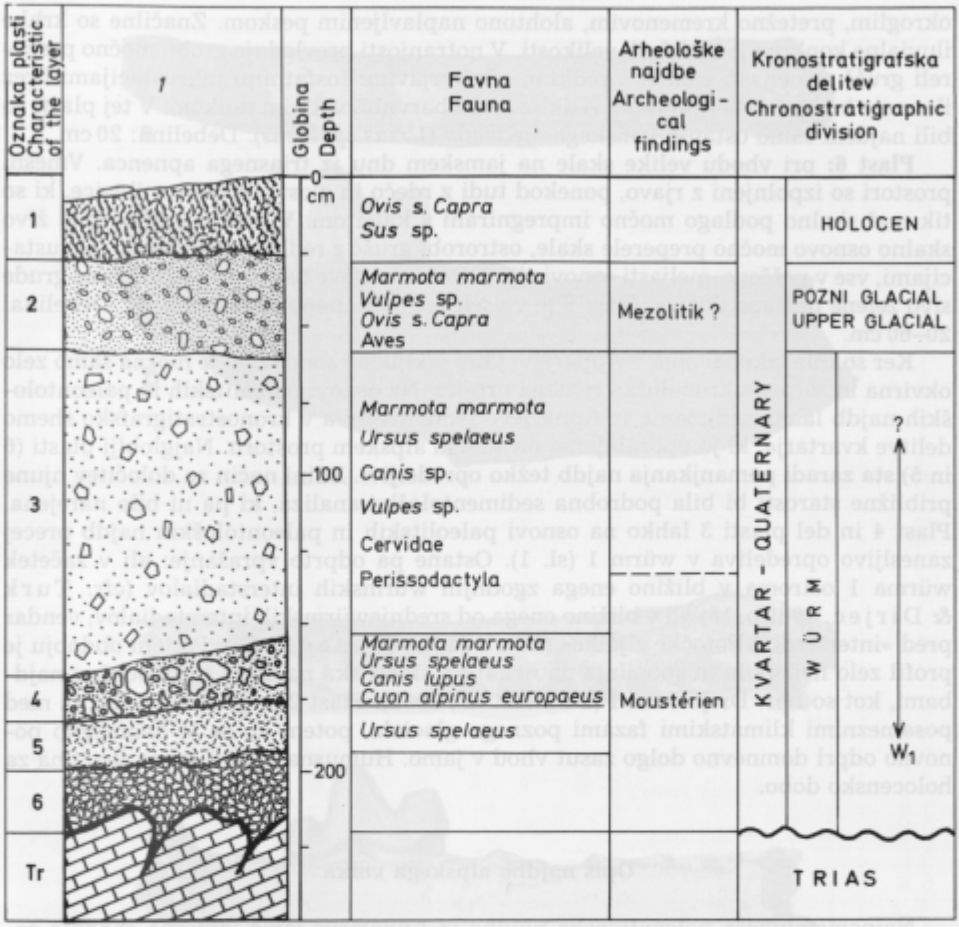
Dva poskusna vkopa (eden pri vhodu, drugi na koncu jame) sta pokazala, da je jama zasuta le z dva metra debelimi sedimenti (Turk & Dirjec, 1989b), ki so sestavljeni iz avtohtonega apnenčevega grušča ter alohtono naplavljenih ilovic, peskov in drugih primesi. Združeni profili iz vhodnega in zadnjega dela jame dajejo, upoštevajoč paleontološke in arheološke najdbe, naslednjo stratigrafsko sliko (sl. 1):

**Plast 1:** humusni kompleks, ki so mu pri vhodu primešani debeli ostrorobi grušč in posamezni večji kamni. V notranjosti jame prevladuje debeli, rahlo korodirani grušč s primesjo črne organske snovi in oglja. Plast vsebuje redke ostanke holocenske favne: *Sus* sp., *Ovis* s. *Capra*. Debelina: 15–20 cm v jami in do 100 cm pred jamo.

**Plast 2:** siva prst s primesjo grobega ostrorobega grušča. V jami je plast v celoti cementirana s sigo, pred jamo pa samo lokalno v vpadnici kapi. Favna: *Marmota marmota, Vulpes* sp., *Ovis* s. *Capra* in *Aves*. Arheološke najdbe predstavljata dve domnevno mezolitski koščeni šili. Debelina: 25–30 cm.

**Plast 3:** pri vhodu svetlo rjava ilovica, ki ji je primešan drobni ostrorobi grušč. Ilovica je močno impregnirana s kalcitom. V notranjosti jame ji ustreza nesprijeti, močno zaobljeni, v posameznih primerih skoraj okrogli drobni grušč, pomešan s peskom, meljem in sivo ilovico. V plasti so bili najdeni ostanki pleistocenske favne: *Marmota marmota, Ursus spelaeus, Canis* sp., *Vulpes* sp., Cervidae, Perissodactyla. Redke podrobneje neopredeljive paleolitske najdbe. Debelina: 90–110 cm.

**Plast 4:** pri vhodu nesprijeta, pusta do rahlo lepljiva, rdeče rjava, peščena ilovica, ki ji je primešan različno debel grušč, vključno z redkimi skalami. Del grušča je močno zaobljen, s posameznimi, skoraj okroglimi kosi, ki imajo lahko tudi temno rjavo inkrustacijo. V notranjosti je plast brez primesi rdeče rjave ilovice. Pri samem vhodu so bili v plasti 4 najdeni ostanki manjšega kurišča z ogljem bora (*Pinus*), bukve (*Fagus*) in nekega nedoločljivega listavca (Šercelj et al., 1989).




Sl. 1. Korelacijska shema kvartarnih sedimentov iz Apnarjeve jame
*1* Kombinirani profil sedimentov iz vhodnega dela in iz notranjosti jame

Fig. 1. Correlative outline of Quaternary sediments from the cave of Apnarjeva jama
*1* Combined profile of the sediments laid in the foremost and backmost part of the cave

A. Šercelj in M. Culiberg sta naredila tudi pelodne analize vseh plasti, vendar brez pozitivnega rezultata. Za njun trud se jima lepo zahvaljujeva.

Pleistocenska favna je zastopana z ostanki naslednjih taksonomskih enot: *Marmota marmota, Ursus spelaeus, Canis lupus, Cuon alpinus europaeus,* Cervidae in *Aves*. Debelina 20–30 cm. V plasti 4 so bile tako pri vhodu kot v notranjosti odkrite številnejše paleolitske najdbe, ki se dajo časovno in tipološko dobro opredeliti v srednji paleolitik oziroma moustérien (Turk & Dirjec, 1989b). Debelina: 20–30 cm pri vhodu in nekoliko več v notranjosti.

**Plast 5:** pri vhodu skale in močno zaobljeni ter prepereli grušč s temno rjavimi inkrustacijami, vse s primesjo lepljive zelene, močno peščene ilovice z drobnim,

okroglim, pretežno kremenovim, alohtono naplavljenim peskom. Značilne so krhke iluvialne konkrecije različnih velikosti. V notranjosti prevladuje grobi, močno prepereli grušč v meljasti osnovi z redkimi rdeče rjavimi fosfatnimi inkrustacijami brez ilovnate komponente, vendar z redkim raznobarvnim vodnim peskom. V tej plasti so bili najdeni samo ostanki jamskega medveda (*Ursus spelaeus*). Debelina: 20 cm.

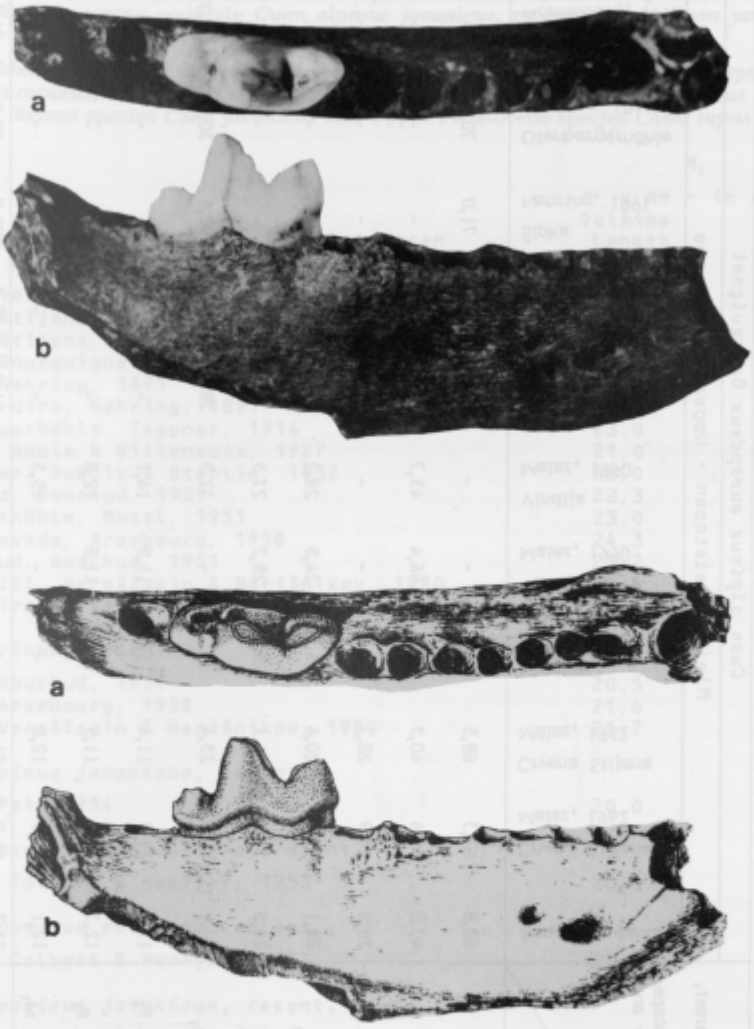
**Plast 6:** pri vhodu velike skale na jamskem dnu iz triasnega apnenca. Vmesni prostori so izpolnjeni z rjavo, ponekod tudi z rdečo in z ostanki zelene ilovice, ki so tik nad skalno podlago močno impregnirani s kalcitom. V notranjosti so nad živo skalno osnovo močno preperele skale, ostrorobi grušč z redkimi fosfatnimi inkrustacijami, vse v peščeno-meljasti osnovi rjave do rdeče rjave barve, ki so ji dodane grude sivo zelene peščene ilovice. Plast 6 je v vseh pogledih popolnoma sterilna. Debelina: 20–60 cm.

Ker so bila izkopavanja v Apnarjevi jami izključno sondažna, je možna samo zelo okvirna in začasna kronološka razlaga profila. Na osnovi paleolitskih in paleontoloških najdb lahko sedimente iz Apnarjeve jame uvrstiva v kronostratigrafsko shemo delitve kvartarja, ki jo uporabljamo na širšem alpskem prostoru. Najgloblji plasti (6 in 5) sta zaradi pomanjkanja najdb težko opredeljivi. Edini način za določitev njune približne starosti bi bila podrobna sedimentološka analiza, ki pa ni bila narejena. Plast 4 in del plasti 3 lahko na osnovi paleolitskih in paleontoloških najdb precej zanesljivo opredeliva v würm 1 (sl. 1). Ostane pa odprto vprašanje: ali v začetek würma 1 oziroma v bližino enega zgodnjih würmskih interstadialov (cfr. Turk & Dirjec, 1989 b, 18) ali v bližino enega od srednjewürmskih interstadialov, vendar pred »interstadial Potočke zijalke« (Brodar & Brodar, 1983). Po tem obdobju je profil zelo nepopoln in spominja na nekatera slovenska najdišča s podobnimi najdbami, kot so npr. Divje babe I (Turk et al., 1989). Plast 2 se je lahko odložila med posameznimi klimatskimi fazami poznega glaciala, potem ko se je domnevno ponovno odprl domnevno dolgo zasut vhod v jamo. Humusna plast 1 pa je značilna za holocensko dobo.

## Opis najdbe alpskega volka

Najpomembnejša paleontološka najdba iz Apnarjeve jame je desna spodnja čeljustnica značilne kanidne zgradbe (sl. 2), ki je bila odkrita v plasti 4 v vhodnem delu jame. Korpus mandibule je relativno dobro ohranjen, manjka le ves zadnji del, tj. kronski in sklepni odrastek, maseterjeva vdolbina in kotni odrastek. Vse to je bilo posmrtno odlomljeno. Na sprednjem delu sta odlomljeni incizivna regija in manjši del simfize. Na lateralni strani v sprednjem delu pod alveolo za $P_1$ in prednjo alveolo za $P_2$ je velika, elipsasta in precej globoka bradna odprtinica (foramen mentale), manjša bradna odprtinica pa je pomaknjena posteriorno in leži za zadnjo alveolo za $P_2$. Takšna morfologija bradne odprtinice je značilnost rodu *Cuon*.

V zobovju spodnje čeljustnice so dobro ohranjene vse alveole za podočnik, vrzeljake in meljake (sl. 2). Aleola za podočnik je interiorno in delno labialno poškodovana. Alveol za premolarje je sedem; ena je za enokoreninski $P_1$, medtem ko imajo preostali premolarji ($P_2$–$P_4$) po dve korenini, zato sta od vsakega ohranjeni po dve alveoli. Premolarji so izpadli iz čeljustnice po smrti; v vdolbinah alveol ni ostankov njihovih korenin. Molarnemu nizu pripadajo tri alveole; dve veliki, v katerih tiči derač ($M_1$), in ena rahlo razpotegnjena za enokoreninski drugi molar ($M_2$), ki je prav tako posmrtno izpadel iz čeljustnice. V zobovju ni niti najmanjše sledi alveole za




Sl. 2. Desna polovica mandibule alpskega volka (*Cuon alpinus europaeus*) iz plasti 4 Apnarjeve jame: a) okluzalno, b) labialno. 1:1

Fig. 2. Right side of the alpine wolf mandible from the layer 4 of the cave Apnarjeva jama (*Cuon alpinus europaeus*): a) occlusal surface, b) labial surface. 1:1

tretji molar ($M_3$), kar je ena od osnovnih morfoloških in anatomskih značilnosti spodnje čeljustnice mlajšepleistocenske podvrste *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat na telesu mandibule. Na spodnji čeljustnici sva določila nekatere standardne mere, ki so prikazane na tabeli 1 skupaj z merami podobnih mlajšepleistocenskih najdb iz nekaterih drugih evropskih najdišč, ki služijo za primerjavo.

Tabela 1. Primerjava mer na mandibulah mlajše pleistocenske podvrste *Cuon alpinus europaeus* z nekaterih evropskih najdišč

Table 1. Comparison of the size proportion measurements on the mandibles of the Upper Pleistocene subspecies *Cuon alpinus europaeus* unearthed from some European sites

| Rod, vrsta, podvrsta, starost, najdišče, avtor<br>Genus, species, subspecies, age, locality and researcher<br>Mandibulae v mm - in mm | | *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Mlajši pleistocen - Upper Pleistocene | | | | | | | | | | |
| | | Apnarjeva jama | Crvena Stijena Malez, 1962 | Crvena Stijena Malez, 1962 | Vindija Malez, 1990 | Vindija Malez, 1990 | Vindija Malez, 1990 | Vence Bourguignat, 1875 | Čertova dira Nehring, 1891 | Šipka Nehring, 1891 | Ofenbergerhöhle Teppner, 1914 | Fontéchevade Arambourg, 1958 |
| Alveolarna dolžina $P_1$ -$M_2$<br>Alveolar length $P_1$ -$M_2$ | | 68,8 | 67,3 | 68,5 | - | - | - | 69,5 | 67,0 | 71,0 | 70,5 | - |
| Alveolarna dolžina $P_1$ -$P_4$<br>Alveolar length $P_1$ -$P_4$ | | 40,0 | 39,6 | 40,3 | 46,6 | 46,4 | 45,7 | - | - | - | - | - |
| Alveolarna dolžina $M_1$ -$M_2$<br>Alveolar length $M_1$ -$M_2$ | | 28,8 | 27,9 | 28,7 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Višina mandibule pri $P_2$<br>Height of corpus mandibulae at $P_2$ | | 24,1 | 23,8 | 20,6 | 26,2 | 24,5 | 28,2 | - | - | - | - | - |
| Višina mandibule pri $P_4$<br>Height of corpus mandibulae at $P_4$ | | 26,9 | 24,0 | 24,1 | 28,4 | 28,3 | 27,5 | - | - | - | - | - |
| Višina mandibule pri $M_1$<br>Height of corpus mandibulae at $M_1$ | | - | 25,0 | 25,4 | - | - | 32,5 | 28,0 | 26,0 | 30,5 | 30,0 | 29,0 |
| Debelina mandibule pri $P_2$<br>Thickness of corpus mandibulae at $P_2$ | | 11,1 | 11,3 | 11,4 | 11,8 | 11,9 | 14,1 | - | - | - | - | - |
| Debelina mandibule pri $P_4$<br>Thickness of corpus mandibulae at $P_4$ | | 12,3 | 11,7 | 11,5 | 11,6 | 11,8 | 12,8 | - | - | - | - | - |
| Debelina mandibule pri $M_1$<br>Thickness of corpus mandibulae at $M_1$ | | 12,1 | 12,1 | 12,0 | - | - | 15,5 | - | - | - | - | - |
| $M_1$ | Dolžina - Length | 21,7 | 21,0 | 21,1 | - | - | - | 21,0 | 20,3 | 22,0 | 23,0 | 24,3 |
| | Širina - Width | 9,0 | 9,0 | 9,0 | - | - | - | 9,0 | 8,5 | 9,5 | 10,0 | 9,0 |

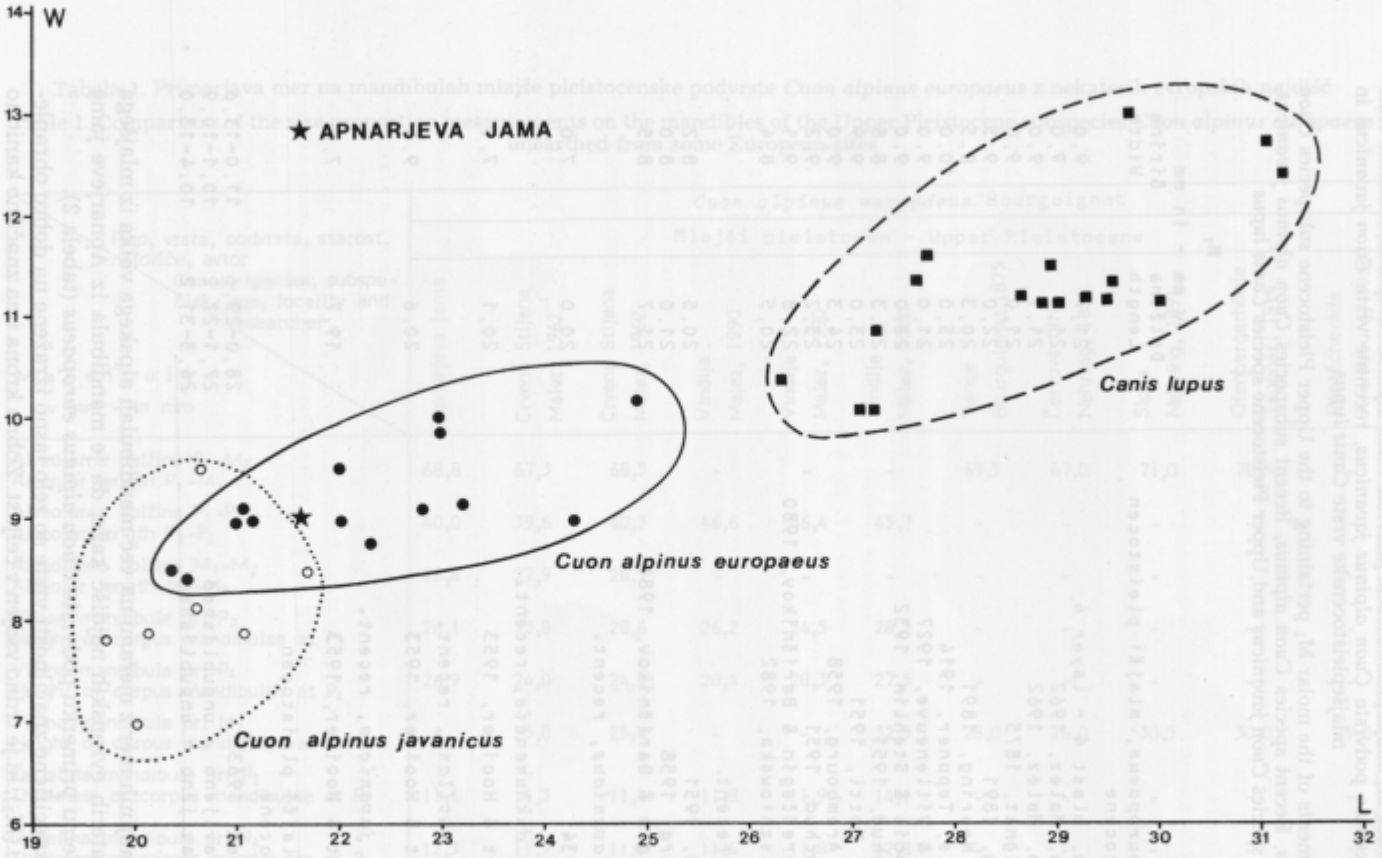
Tabela 2. Mere derača $M_1$ mlajšepleistocenske podvrste *Cuon alpinus europaeus*, recentne vrste *Cuon alpinus*, recentne podvrste *Cuon alpinus javanicus*, recentne vrste *Cuon javanicus* in mlajšepleistocenske vrste *Canis lupus*

Table 2. Measurements of the molar $M_1$ pertaining to the Upper Pleistocene subspecies *Cuon alpinus europaeus*, Recent species *Cuon alpinus*, Recent subspecies *Cuon alpinus javanicus*, Recent species *Cuon javanicus* and Upper Pleistocene species *Canis lupus*

| | $M_1$ | |
|---|---|---|
| | v mm - in mm | |
| | Dolžina Length | Širina Width |
| *Cuon alpinus europaeus*, mlajši pleistocen - Upper Pleistocene | | |
| Apnarjeva jama, plast 4 - layer 4 | 21,7 | 9,0 |
| Crvena Stijena, Malez, 1962 | 21,0 | 9,0 |
| Crvena Stijena, Malez, 1962 | 21,1 | 9,0 |
| Vence, Bourguignat, 1875 | 21,0 | 9,0 |
| Šipka, Nehring, 1891 | 22,0 | 9,5 |
| Čertova dira, Nehring, 1891 | 20,3 | 8,5 |
| Ofenbergerhöhle, Teppner, 1914 | 23,0 | 10,0 |
| Monaco, Boule & Villeneuve, 1927 | 21,0 | 9,0 |
| Cotencher, Dubois & Stehlin, 1932 | 22,0 | 9,0 |
| Isturitz, Bouchud, 1951 | 22,3 | 8,8 |
| Repolusthöhle, Mottl, 1951 | 23,0 | 9,9 |
| Fontéchevade, Arambourg, 1958 | 24,3 | 9,0 |
| Malarnaud, Bouchud, 1951 | 23,2 | 9,2 |
| Kudaro III, Vereščagin & Barišnikov, 1980 | 22,8 | 9,1 |
| Bacho Kiro, Wiszniowska, 1982 | 20,5 | 8,4 |
| *Cuon Alpinus*, recent. | | |
| Azija, Bouchud, 1951 | 20,5 | 8,2 |
| Azija, Arambourg, 1958 | 21,0 | 8,0 |
| Azija, Vereščagin & Barišnikov, 1980 | 21,7 | 8,5 |
| *Cuon alpinus javanicus*, recent. | | |
| Azija, Pei, 1934 | 20,0 | 7,0 |
| *Cuon javanicus dukhunensis*, recent. | | |
| Indija, Colbert & Hooijer, 1953 | 20,1 | 7,9 |
| *Cuon javanicus rutilans*, recent. | | |
| Yunnan, Colbert & Hooijer, 1953 | 20,6 | 9,5 |
| *Cuon javanicus javanicus*, recent. | | |
| Yunnan, Colbert & Hooijer, 1953 | 19,7 | 7,8 |
| *Canis lupus*, mlajši pleistocen - Upper Pleistocene | | |
| Veternica, Malez, 1963 | 28,0-29,6 | 11,0-11,6 |
| Krapina, neobjavljeno - unpublished | 27,1-27,2 | 10,1-10,9 |
| Vindija, neobjavljeno - unpublished | 26,3-31,2 | 10,4-13,0 |

Primerjanje najinih mer z merami na več mandibulah alpskega volka iz mlajšega pleistocena nekaterih evropskih najdišč kaže, da je mandibula iz Apnarjeve jame pripadala manjšemu primerku podvrste *Cuon alpinus europaeus* (tabela 2).

Genetske in specifične značilnosti vrste so zelo jasno izražene na dobro ohranjenem zobu deraču ($M_1$), ki je trdno vsajen v čeljust. Zobna krona ima značilno kanidno




Sl. 3. Diagram odnosov med dolžino in širino derača $M_1$ današnje podvrste alpskega volka (*Cuon alpinus javanicus*), mlajšepleistocenske podvrste (*Cuon alpinus europaeus*) in navadnega volka (*Canis lupus*) iz mlajšepleistocenskih najdišč Hrvaške. Mesto derača alpskega volka iz Apnarjeve jame je označeno z zvezdico
$L$ = dolžina, $W$ = širina

Fig. 3. Diagram of the relationship between the length and the width of the molar $M_1$ referring to the present subspecies of the alpine wolf (*Cuon alpinus javanicus*), Upper Pleistocene subspecies (*Cuon alpinus europaeus*) and common wolf (*Canis lupus*) found in the Upper Pleistocene sites in Croatia, the locality of the alpine wolf molar being indicated by an asterisk
$L$ = Length, $W$ = Width

zgradbo. Na njenem sprednjem delu je dobro razvit parakonid, v sredini se dviguje močan protokonid, zadnji del krone pa je oblikovan v talonid. Na talonidu je razvita ena sama majhna in nizka preprosta izboklina, ki sicer pri kanidih označuje hipokonid. Komaj opazna in slabo razvita sekundarna izboklinica na lingvalni strani. Ta slabo razvita sekundarna izboklinica na protokonidu in prisotnost ene same izboklinice na talonidu sta temeljni značilnosti derača ($M_1$) mlajšepleistocenske podvrste alpskega volka.

Na tabeli 2 so prikazane mere derača ($M_1$) iz Apnarjeve jame v primerjavi z merami enakega zoba alpskega volka iz več pleistocenskih najdišč v Evropi in metrični odnosi z recentno podvrsto alpskega volka kakor tudi z merami analognega zoba pri več primerkih mlajšepleistocenskega volka (*Canis lupus*) iz treh paleolitskih najdišč na Hrvaškem. Iz tabele je razvidno, da je derač ($M_1$) primerka alpskega volka iz Apnarjeve jame znotraj variacijskega razpona za ta zob pri mlajšepleistocenski podvrsti, *Cuon alpinus europaeus* pa je po svojih merah zelo blizu njegovi minimalni vrednosti. To je še bolj razvidno iz diagrama, na katerem so prikazani odnosi med dolžino in širino derača pri mlajšepleistocenski podvrsti *Cuon alpinus europaeus*, recentni podvrsti *Cuon alpinus javanicus* in njun odnos do analognih mer pri primerkih mlajšepleistocenskega volka (*Canis lupus*) iz nekaterih najdišč na Hrvaškem (sl. 3). Derač ($M_1$) alspkega volka iz Apnarjeve jame (v diagramu je označen z zvezdico) leži znotraj razsipa mer tega zoba za mlajšepleistocensko podvrsto *Cuon alpinus europaeus*. Recentne podvrste alpskega volka imajo praviloma manjši derač od mlajšepleistocenske podvrste, mere analognega zoba mlajšepleistocenskega volka pa so značilne večje. Polji razsipa obeh mer pri obeh vrstah se ne pokrivata.

Na osnovi opisane anatomske zgradbe desne mandibule alpskega volka iz Apnarjeve jame, morfologije derača ($M_1$), primerjanja mer z merami analognih mlajšepleistocenskih in recentnih primerkov ter metričnih odnosov z mlajšepleistocenskimi primerki volka sklepava, da pripada najdba iz obravnavanega najdišča vrsti *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat, ki je v mlajšem pleistocenu živela tudi na ozemlju Slovenije.

## Diskusija

Rdeči ali alpski volk (rod *Cuon*) je skupaj z nekterimi drugimi podobnimi kanidi, predstavnik poddružine Simocyoninae Zittel, 1893 ali Couninae Miller, 1924. V to podddružino po novejši sistematiki (Simpson, 1945; Ellerman & Morrison-Scott, 1951; Sokolov, 1979) prištevamo recentne rodove *Cuon* (alpski volk), *Lycaon* (hijenski pes) in *Speothos* (gozdni pes) kakor tudi več izumrlih rodov. Najnovejša paleontološka raziskovanja so pokazala, da sta rodova *Cuon* in *Lycaon* v bližnjem sorodstvu z rodom *Canis*, od katerega sta se ločila šele v astiju (Kurtén, 1968, 111).

Geološka zgodovina alspkega volka je relativno dobro znana, saj so bile v Evropi in Aziji zbrane bogate najdbe, ki dopolnjujejo filogenijo tega rodu v pleistocenu. Zgodovina rodu *Cuon* se začne z vrsto *Cuon dubius* Teilrd oziroma po drugi varianti z vrsto *Cuon majori* Del Campana. Ti dve vrsti sta zelo podobni rodu *Canis*. Pri vrsti *Cuon majori* iz mlajšega villafranchija v Italiji (Val d'Arno) in vrsti *Cuon dubius* iz istočasnih sedimentov na Kitajskem se je komaj začel proces zmanjševanja (števila in velikosti) kočnikov. Zato je del zbovja s kočniki še vedno popoln, čeprav so kočniki malenkostno manjši, izboklinice na zobeh pa so bolj koničaste kot pri rodu *Canis*. Pri današnjih predstavnikih rodu *Cuon* so meljaki zelo reducirani, saj je popolnoma

izginil tretji spodnji molar ($M_3$), izboklinice na preostalih dveh molarjih pa so se izoblikovale v okrnjene ostre konice. Pri podvrsti *Cuon majori stehlini* Thenius iz waalijskih ali cromerijskih sedimentov najdišča Rosiéres je zadnji spodnji molar ($M_3$) že popolnoma reduciran. Telesno je bila to zelo velika vrsta, skoraj tako kot volk.

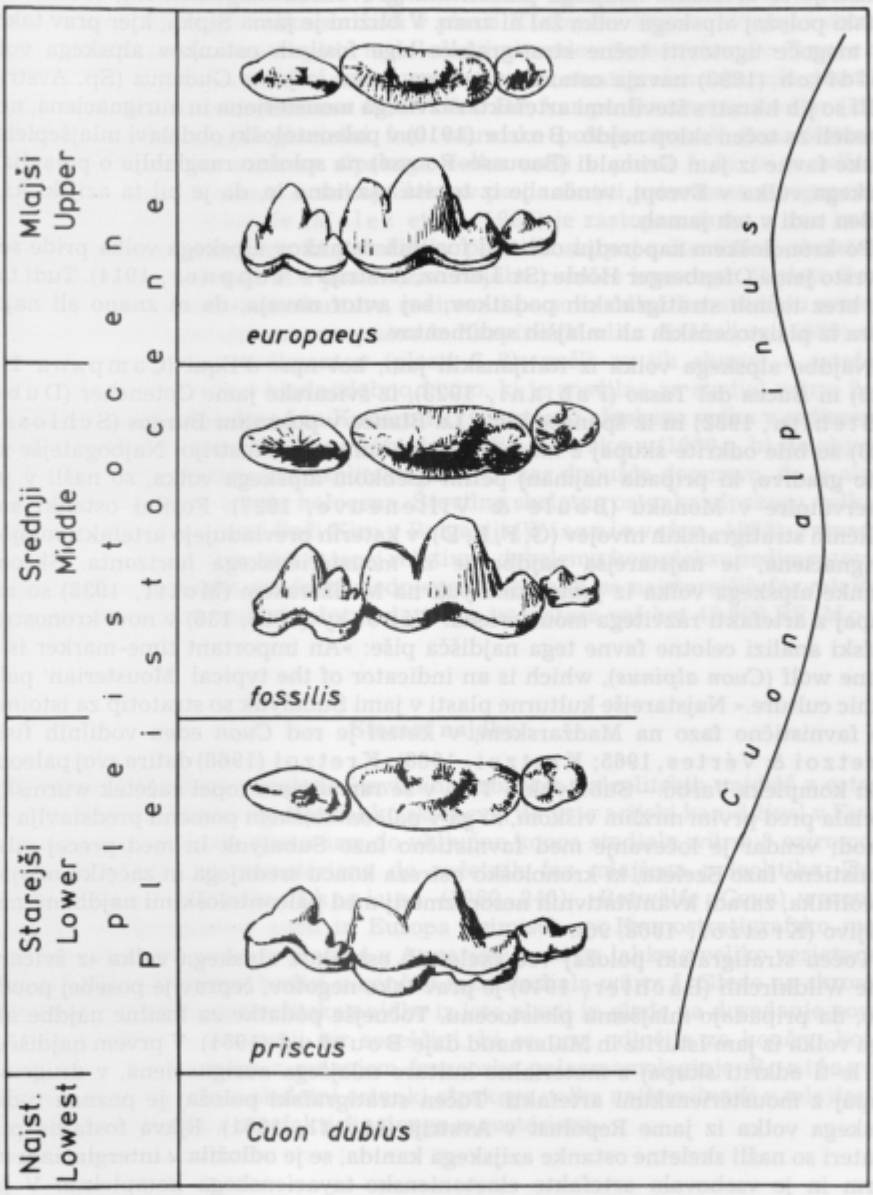
V sedimentih iz stadiala günz 2 v najdišču Hundsheim (Avstrija) in iz mindelskega glaciala v Mosbachu (Nemčija, Schütt, 1973) je bila najdena podvrsta *Cuon alpinus priscus* Thenius (sl. 4). Pri tej zgodnji podvrsti imajo preostali spodnji zadnji meljaki še vedno po tri izboklinice, ki so še bolj reducirane kot pri vrsti *Cuon majori* (Thenius, 1954). Spremembne na zadnjih meljakih so se nadaljevale tudi v poznem srednjem pleistocenu. Tedaj se je odcepila holsteinska podvrsta *Cuon alpinus fossilis* Nehring iz jame Heppenloch (Nemčija), ki predstavlja prehodno obliko k mlajšepleistocenski podvrsti *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (Adam, 1959), pri kateri se je končalo preoblikovanje spodnjega zadnjega meljaka ($M_2$) v močno okrnjeni zob z eno samo izboklino. Ta podvrsta iz mlajšega pleistocena je popolnoma podobna recentni vrsti. Edina razlika je v merah zob, ki so večje kot pri sedanjem alpskem volku in se po velikosti približujejo zobem manjših primerkov navadnega volka (*Canis lupus*).

V Jugoslaviji so bile v pleistocenskih sedimentih doslej odkrite samo tri podvrste alpskega volka (Malez, 1990). Podvrsta *Cuon alpinus priscus* je bila ugotovljena v starejšepleistocenskih kostnih brečah v zalivu Trešnja na otoku Braču in v Šandalji I pri Pulju. Srednjepleistocenska podvrsta *Cuon alpinus fossilis* je bila odkrita v najstarejših sedimentih spodmola na Hušnjakovem hribu v Krapini in v jami Vindiji pri Donji Voči. Podvrsta *Cuon alpinus europaeus* je doslej prisotna v več najdiščih z mlajšepleistocenskimi sedimenti, ki so se odložili od zgodnjih würmskih klimatskih faz (würm 1) do würma 3. Najbolj znana najdišča so jama Veternica pri Zagrebu, mlajši sedimentni kompleks v Vindiji pri Donji Voči, Krapini in Veliki Pećini na Ravni gori, potem Šandalja II pri Pulju, Pisana Stina na Opor planini v Dalmaciji, Crvena Stijena pri vasi Petrovići v Črni gori in jama Orlovača pri Sarajevu. Sedaj se je tem najdiščem pridružila še Apnarjeva jama pri Celju in dopolnila zemljevid razširjenosti tega azijskega kanida v mlajšem pleistocenu na prostoru jugovzhodno od Alp.

Številni avtorji so razpravljali o kronostratigrafski pomembnosti najdb posameznih podvrst rodu *Cuon* (cfr. Adam, 1959; Arambourg, 1958; Bonifav, 1971; Bouchud, 1951; Boule, 1910; Boule & Villeneuve, 1927; Dubois & Stehlin, 1932; Jánossy, 1986; Kurtén, 1968; Malez, 1962, 1963; Mottl, 1938, 1951; Nehring, 1891; Slodkewitsch, 1932; Thenius, 1954, 1955; Tobien, 1957; Vereščagin & Barišnikov, 1880 a, b; Wiszniowska, 1982). Iz nadaljnje analize kronostratigrafskih odnosov bova izločila podvrsti *Cuon alpinus priscus* in *fossilis*, ker sta živeli samo v starejšem in srednjem pleistocenu. Omejila se bova le na podvrsto *Cuon alpinus europaeus*, ki se v evropskih najdiščih pojavlja v mlajšem pleistocenu. Na kratko bova poskusila predstaviti najdbe te podvrste in njene stratigrafske odnose v posameznih evropskih najdiščih.

Ko je Bourguignat (1875) opisal podvrsto *Cuon alpinus europaeus* na osnovi dobro ohranjene desne polovice spodnje čeljustnice iz jame Mars (Alpes maritimes), najdbe stratigrafsko ni opredelil. Po Lumleyu (1965) je ta jama poznana kot večplastno najdišče, ostanki alpskega volka pa so bili najdeni v plasti 2, tj. v rdeči ilovici, ki je datirana v mlajši del interglaciala riss-würm.

Tudi Nehring (1891), ki je opisal skeletne ostanke alpskega volka iz Čertove dire in Šipke na Moravskem, le-teh ni stratigrafsko določil. Jama Čertova dira je pravtako




Sl. 4. Kronostratigrafska pomembnost posameznih podvrst alpskega volka v pleistocenu (po Adamu, 1959, sl. 3)

Fig. 4. Chronostratigraphic importance of individual subspecies of alpine wolf in Pleistocene (according to Adam, 1959, fig. 3)

večplastno najdišče (Filip, 1966), ki ima nad plastjo s srednjepaleolitsko kvarcitno industrijo še artefakte mlajšega paleolitika (gravettien-magdalénien); točen stratigrafski položaj alpskega volka žal ni znan. V bližini je jama Šipka, kjer prav tako ni več mogoče ugotoviti točne stratigrafske lege fosilnih ostankov alpskega volka. Woldřich (1893) navaja ostanke alpskega volka iz jame Gudenus (Sp. Avstrija). Našli so jih hkrati s številnimi artefakti razvitega moustériena in aurignaciena, ne da bi vedeli za točen sklop najdb. Boule (1910) v paleontološki obdelavi mlajšepleistocenske favne iz jam Grimaldi (Baoussé–Roussé) na splošno razglablja o pojavljanju alpskega volka v Evropi, vendar je iz teksta razvidno le, da je bil ta azijski kanid najden tudi v teh jamah.

Po kronološkem zaporedju odkritij fosilnih ostankov alpskega volka pride sedaj na vrsto jama Ofenberger Höhle (St. Lorenz, Avstrija – Teppner, 1914). Tudi ta je, žal, brez točnih stratigrafskih podatkov, saj avtor navaja, da ni znano ali najdba izvira iz pleistocenskih ali mlajših sedimentov.

Najdbe alpskega volka iz italijanskih jam, kot npr. d'Equi (Campana Del, 1923) in Bucca del Tasso (Fabiani, 1923), iz švicarske jame Cotencher (Dubois & Stehlin, 1932) in iz španske jame La Blanca v pokrajini Burgos (Schlosser, 1923) so bile odkrite skupaj z moustériensko kameno industrijo. Najbogatejše skeletno gradivo, ki pripada najmanj petim osebkom alpskega volka, so našli v jami Observatoire v Monaku (Boule & Villeneuve, 1927). Fosilni ostanki so iz različnih stratigrafskih nivojev (G, F, E, D), v katerih prevladujejo artefakti mlajšega aurignaciena, le najstarejša najdba je iz moustérienskega horizonta. Skromne ostanke alpskega volka iz jame Subalyuk na Madžarskem (Mottl, 1938) so našli skupaj z artefakti razvitega moustériena. Jánossy (1986, 136) v novi kronostratigrafski analizi celotne favne tega najdišča piše: »An important time-marker is the alpine wolf (*Cuon alpinus*), which is an indicator of the typical ‚Mousterian' palaeolithic culture.« Najstarejše kulturne plasti v jami Subalyuk so stratotip za istoimensko favnistično fazo na Madžarskem, v kateri je rod *Cuon* eden vodilnih fisilov (Kretzoi & Vértes, 1965; Kretzoi, 1968). Kretzoi (1968) datira svoj paleontološki kompleks Varbó – Subalyuk – Tata v še razmeroma topel začetek würmskega glaciala pred prvim mrzlim viškom, ki ga v paleontološkem pomenu predstavlja faza Tokod; vendar je ločevanje med favnistično fazo Subalyuk in med precej mlajšo favnistično fazo Szeleta, ki kronološko ustreza koncu srednjega in začetku mlajšega paleolitika, zaradi kvantitativnih nesorazmerij med paleontološkimi najdbami nezanesljivo (Kretzoi, 1968, 96).

Točen stratigrafski položaj več skeletnih ostankov alpskega volka iz švicarske jame Wildkirchli (Bächler, 1940) je prav tako negotov, čeprav je posebej poudarjeno, da pripadajo mlajšemu pleistocenu. Točnejše podatke za fosilne najdbe alspkega volka iz jam Isturitz in Malarnaud daje Bouchud (1951). V prvem najdišču so bili le-ti odkriti skupaj z materialno kulturo mlajšega aurignaciena, v drugem pa skupaj z moustérienskimi artefakti. Točen stratigrafski položaj je poznan tudi za alpskega volka iz jame Repolust v Avstriji (Mottl, 1951). Rjava fosfatna plast, v kateri so našli skeletne ostanke azijskega kanida, se je odložila v interglacialu riss-würm in je vsebovala artefakte clactoniensko-tayacienskega kompleksa. V jami Fontéchevade v Franciji (Arambourg, 1958) so ostanke alpskega volka našli skupaj z artefakti tayaciena, vendar Arambourg poudarja, da so najdbe te fosilne vrste številnejše v plasteh z aurignacienom, oziroma da so zelo redke v kompleksu sedimentov z moustérienskom industrijo.

V Jugoslaviji so našli skeletne ostanke alpskega volka v več najdiščih, vendar so

bile doslej obdelane in objavljene samo najdbe iz jam Crvena Stijena, Veternica in Orlovača (Malez, 1962, 1963, 1967; Malez et al., 1987). Dve spodnji čeljustnici in vratno vretence alpskega volka so našli v plasti XI Crvene Stijene skupaj z ostanki alpskega svizca, gamsa, kozoroga in nedoločenih cervidov ter bovidov. Po Baslerju (1975) so bili v tej plasti artefakti poznega mostériena, stratigrafsko starejša plast XII pa je bila radiokarbonsko datirana 40, 777 900 BP, kar po Brunnackerju (1975) kronološko ustreza visoki glacialni fazi würmske poledenitve. V jami Veternici (Malez, 1963) so vse ostanke alpskega volka našli v plasti f, ki se je odložila v začetni fazi stadiala würm 3, nekaj sileksov pa da slutiti prisotnost aurignaciena. Alpski volk iz jame Orlovače (Malez et al., 1987) je zastopan samo z eno kostno najdbo juvenilnega primerka, ki je ležala v plasti C skupaj s številnimi skeletnimi ostanki jamskega medveda in s posamezno najdbo rožnice kozoroga. V plati C niso bili odkriti ostanki materialne kulture, sedimenti pa so se odložili v stadialu würm 3. Najdbe podvrste *Cuon alpinus europaeus* iz Krapine (Malez & Malez, 1989) so iz najmlajšega kompleksa sedimentov (plasti 7–8); našli so jih skupaj z artefakti finalnega moustériena in s hladnodobno favno, ki je značilna za stadial würm 2.

V jamah Gruzije (Kudaro I in Kudaro III) so ostanki alpskega volka v sedimentih moustérienskega kompleksa. Vereščagin in Barišnikov (1980 a, b) sta objavila tudi dve kosti tega kanida iz mezolitske plasti 2, kar dopušča domnevo, da je alpski volk živel na Kavkazu vse do holocena. Številne skeletne ostanke alpskega volka so v zadnjem času našli v jami Bači Kiro v Bolgariji (Wiszniovska, 1982). Pripadajo plastem 6 a, 11, 11 a, 12 in 12/13, torej relativno debelemu kompleksu sedimentov, od katerih so bili v spodnjih artefakti srednjega, v zgornjih pa najstarejših faz mlajšega paleolitika. Plast 11 je tudi absolutno datirana in je stara več kot 43.000 BP (Mook, 1982).

## Starost najdbe

Na osnovni kratkega pregleda številnih evropskih paleolitskih najdišč z ostanki podvrste *Cuon alpinus europaeus* lahko skleneva, da je ta azijski kanid živel v Evropi od vključno interglaciala riss-würm do vključno konca stadiala würm 3 oziroma od začetnih razvojnih faz moustériena do začetnih faz mlajšega paleolitika. To se v grobem ujema z navedbo Theniusa (1980, 245): »Rotwölfe (*Coun*) waren im Pleistozän vorübergehend auch in Europa heimisch...« Kronostratigrafsko mesto mandibule alpskega volka iz plasti 4 v Apnarjevi jami pa lahko z veliko verjetnostjo določiva bodisi v začetno, bodisi v končno fazo stadiala würm I. Glede na skromne, vendar dovolj značilne paleolitske najdbe iz iste plasti in glede na dosedanje poznavanje moustériena v Sloveniji ter soseščini, bi se prej odločila za končno kot za začetno fazo. To se ujema z mnenjem francoske paleomamologinje Bonifayeve (1971), ki ugotavlja, da so skeletni ostanki alpskega volka najštevilnejši v mlajšepleistocenskih sedimentih z artefakti finalnega moustériena.

## Povzetek

V Apnarjevi jami (670 m) nad Libojami pri Celju (SZ Jugoslavija) je bila med sondiranji leta 1988 najdena prva fosilna najdba alpskega volka v Sloveniji in v predelu jugovzhodno od Alp (Turk & Dirjec, 1989 b). V najdišču je bilo

ugotovljeno šest plasti v skupni debelini dveh metrov, ki segajo do prvotnega jamskega dna iz triasnega apnenca (sl. 1). Najmlajša plast 1 pripada holocenu, plast 2 verjetno poznemu glacialu, saj vsebuje ostanke alpskega svizca (*Marmota marmota*) in dve koščeni šili, plasti 3–4 pripadata würmu 1 in vsebujeta ostanke značilne würmske favne (*Marmota marmota, Ursus spelaeus, Cuon alpinus*), moustérienske artefakte in oglje bora (*Pinus*), bukve (*Fagus*) in nekega nedoločljivega listavca. Plasti 5–6, ki vsebujeta samo skromne ostanke jamskega medveda, sta kronološko problematični. Vse plasti so bolj ali manj gruščnate, grušču pa so primešane ilovice in ostanki drobnega vodnega peska. Delež ilovice in peska narašča z globino sedimentov. Cementirana je samo plast 2 (breča), ilovica v plasti 6 pa je močno impregnirana s kalcitom.

V plasti 4 je bila pri vhodu v jamo najdena fragmentirana desna mandibula z ohranjenim deračem ($M_1$) in alveolami za $P_1$ – $P_4$ in $M_2$ (sl. 2). Metrična in morfološka analiza (tabela 1–2, sl. 3) je potrdila, da mandibula pripada mlajšepleistocenski podvrsti *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat, ki je bila večja od recentne podvrste *Cuon alpinus javanicus* in značilno manjša od mlajšepleistocenskega volka (*Canis lupus*) (sl. 3). Mandibula iz Apnarjeve jame (na sl. 3 je označena z zvezdico) je pripadala manjšemu primerku podvrste *Cuon alpinus europaeus*.

V Jugoslaviji so bile v pleistocenskih sedimentih doslej odkrite samo tri podvrste alpskega volka (Malez, 1990), in sicer: *Cuon alpinus priscus* v starejših pleistocenskih kostnih brečah na otoku Braču (Dalmacija) in Šandalji I (Istra); *Cuon alpinus fossilis* v srednjepleistocenskih sedimentih v Krapini in v jami Vindiji na Hrvaškem; ter *Cuon alpinus europaeus* v več najdiščih z mlajšepleistocenskimi sedimenti širom v Jugoslaviji, kot so Apnarjeva jama (Slovenija), Veternica, Vindija, Krapina, Velika pečina, Šandalja II, Pisana Stina (Hrvaška), Orlovača (BiH) in Crvena Stijena (Črna gora). Vendar so bile poleg Apnarjeve jame doslej obdelane in objavljene samo naslednje najdbe podvrste *Cuon alpinus europaeus:* Crvena Stijena, Veternica in Orlovača (Malez, 1962, 1963, 1967; Malez et al., 1987).

Mlajšepleistocenskim najdbam alpskega volka so zlasti na Madžarskem poskušali pripisati kronostratigrafski pomen (cfr. Kretzoi & Vértes, 1965; Kretzoi, 1968; Jánossy, 1986). Revizija objavljenih evropskih najdb je pokazala, da je večina starejših najdišč, ki so tudi najštevilnejša, brez točnih stratigrafskih podatkov, oziroma da so ti podatki pomanjkljivi. Sicer pa se ostanki podvrste *Cuon alpinus europaeus* dobijo skoraj izključno v plasteh z moustérienom: d'Equi (Campana Del, 1923), Bucca del Tasso (Fabiani, 1923), La Blanca (Schlosser, 1923), La Grotte de l'Observatoire (Boule & Villeneuve, 1927), Cotencher (Dubois & Stehlin, 1932), Subalyuk (Mottl, 1938), Malarnaud (Bouchud, 1951), Repolust (Mottl, 1951), Fontéchevade (Arambourg, 1958), Crvena Stijena (Malez, 1967; Basler, 1975), Kudaro I in III (Vereščagin & Barišnikov, 1980 a, b), Bacho Kiro (Wiszniowska, 1982), Krapina (Malez & Malez, 1989), redkeje v plasteh z aurignacienom: Grotte de l'Observatoire (Boule & Villeneuve, 1927), Isturitz (Bouchud, 1951), Fontéchevade (Arambourg, 1958), Veternica (Malez, 1963), Bacho Kiro (Wiszniowska, 1982; Kozłowski, 1982) in samo izjemoma v mezolitskih plasteh (Vereščagin & Barišnikov, 1980 a, b).

Iz navednega izhaja, da lahko mandibulo iz plasti 4 v Apnarjevi jami kronostratigrafsko z veliko verjetnostjo opredeliva bodisi v začetno, bodisi v končno fazo würm 1. Glede na skromne, vendar značilne paleolitske najdbe iz iste plasti in glede na dosedanje poznavanje moustériena v severnozahodni Jugoslaviji, bi se odločila prej za končno kot za začetno fazo.

## *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat (*Carnivora, Mammalia*) from the Upper Pleistocene in the Cave Apnarjeva jama at Celje

**Summary**

In 1988 the soundings of the cave Apnarjeva jama (at the altitude of 670 m) situated above Liboje near Celje (Yugoslavia) resulted in the discovery of the first fossil find of alpine wolf in Slovenia in an area southeasterly from the Alps (Turk & Dirjec, 1989 b).

There were six layers of a common thickness of 2 m stated in the location and reaching down to the original cave bottom of Trias lime-stone (fig. 1). The youngest layer 1 belongs to the Holocene, yet the layer 2 must be probably relegated to the late Glacial epoch as it encloses the remains of alpine marmot *(Marmota marmota)* and two bony prickers. The layers 3–4 are attributed to the Würm 1 and contain the remains of the characteristic Würm fauna (*Marmota marmota, Ursus spelaeus, Cuon alpinus*), Moustierian artefacts as well as the charcoal of pine (*Pinus*), beech (*Fagus*) and some unidentifiable deciduous tree. The layers 5–6 yielding only modest remnants of cave bear are rather questionable from the chronological point of view. All of them are more or less rubble layers with admixtures of loam and tiny water sand residues, the proportion of loam and sand growing with the depth of the sediments, though. The layer 2 (breccia) alone is cemented, whilst loam in the layer 6 is considerably calcite saoked.

By the entrance of tha cave in the layer 4 a fragmentary right mandible with a preserved molar ($M_1$) and alveoli for $P_1 - P_4$ and $M_2$ (fig. 2) was found. Metric and morphologic analysis (Table 1–2, fig. 3) corroborated the conclusion that the mandible belonged to the Upper Pleistocene subspecies *Cuon alpinus europaeus* Bourguignat being bigger than the Recent subspecies *Cuon alpinus javanicus* and typically smaller than the Upper Pleistocene wolf (*Canis lupus*) (fig. 3). The mandible from the cave Apnarjeva jama (indicated with an asterisk on fig. 3) belonged to a minor specimen of the *Cuon alpinus europaeus* subspecies.

So far there have been only three subspecies of alpine wolf (Malez, 1990) discovered in the Pleistocene sediments in Yugoslavia, namely: *Cuon alpinus priscus* in Lower Pleistocene osseous breccia on the island of Brač (Dalmatia) and in Šandalja I (Istria); *Cuon alpinus fossilis* in Middle Pleistocene sediments in Krapina as well as in the cave of Vindija in Croatia; and last but not least *Cuon alpinus europaeus* in several locations of Upper Pleistocene sediments all over Yugoslavia, such as Apnarjeva jama (Slovenia), Veternica, Vindija, Krapina, Velika pećina, Šandalja II, Pisana Stina (Croatia), Orlovača (Bosnia and Herzegovina) and Crvena Stijena (Črna gora – Montenegro). Yet, apart from the cave of Apnarjeva jama there have been only a few worked upon and published so far. The following findings of the subspecies *Cuon alpinus europaeus* figure among them: Crvena Stijena, Veternica and Orlovača (Malez, 1962, 1963, 1967; Malez et al., 1987).

There were attempts, in Hungary mainly, to assign a chronostratigraphic significance to the Upper Pleistocene findings of alpine wolf (cfr. Kretzoi & Vértes, 1965; Kretzoi, 1968; Jánossy, 1986).

The revision of the papers published on the european findings has brought to light the fact that the majority of old locations, being furthermore the most numerous as well, lack precise stratigraphic data and what's more, these data are incomplete, respectively. Nevertheless, the remains of the *Cuon alpinus europaeus* subspecies are

singled nearly exclusively from the layers with Moustierian: d'Equi (Campana Del, 1923), Bucca del Tasso (Fabiani, 1923), La Blanca (Schlosser, 1923) La Grotte de l 'Observatoire (Boule & Villeneuve, 1927), Cotencher (Dubois & Stehlin, 1932), Subalyuk (Mottl, 1938), Malarnaud (Bouchud, 1951), Repolust (Mottl, 1951), Rontéchevade (Arambourg, 1958), Crvena Stijena (Malez, 1967; Basler, 1975), Kudaro I and III (Vereščagin & Barišnikov, 1980 a, b), Bacho Kiro (Wiszniowska, 1982), Krapina (Malez & Malez, 1989), more rarely from the layers with Aurignatien: Grotte de l'Observatoire (Boule & Villeneueve, 1927), Isturitz (Bouchud, 1951), Fontéchevade (Arambourg, 1958), Veternica (Malez, 1963), Bacho Kiro (Wiszniowska, 1982; Kozłowski, 1982) and only exceptionally in mezzolithic layers (Vereščagin & Barišnikov, 1980 a, b).

A rather reliable chronostratigraphic determination of the mandible in the layer 4 of the cave Apnarjeva jama can be inferred from the aforesaid, namely that it derives from the initial or final stage of Würm 1. Taking into account the modest, yet characteristic paleolithic findings from the same layer, as well as the present knowledge of Moustierien in the northwestern Yugoslavia, we'd sooner decide upon the final rather than upon the initial stage.

## Literatura


Adam, K. D. 1959, Mittelpleistozäne Caniden aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Württemberg). Stuttg. Beitr. Naturk., *27*, 1–37, Stuttgart.

Arambourg, C. 1958, Les gros Mammifères des couches tayaciennes. La Grotte de Fontèchevade. II. Arch. Inst. Palèont. Humaine, *29*, 185–229, Paris.

Bächler, E. 1940, Das alpine Paläolithikum der Schweiz im Wildkirchli, Drachenloch und Wildenmannlisloch. Monogr. Ur– und Frühgesch. Schweiz, *2* (1940), II, 263 p., 15 Taf., Basel.

Basler, Đ. 1975, Stariji litički periodi u Crvenoj Stijeni. Crvena Stijena. Zbornik radova. Poseb. izd. Zajed. kult. ustanova, *3/4*, 11–120, Nikšić.

Bonifay, M. F. 1971, Carnivores quaternaiers du Sud-Est de la France. Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., Sér. C, *21*, 145–153, Paris.

Bouchud, J. 1951, Etude paléontologique de la faune d'Isturitz. Mammalia, *15, 184–203*, Paris.

Boule, M. 1910, Les Grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé). *1, 3*, Géologie et Paléontologie, 241–244, Monaco.

Boule, M. & Villeneuve, L. 1927, La Grotte de l'Observatoire à Monaco. Arch. Inst. Paléont. Humaine, *1*, 1–113, Paris.

Bourguignat, M. J. B. 1875, Recherches sur les ossements de Canidae constatés en France à l'état fossile pendant la période Quaternaire. Ann. Scienc. Géol., *6*, 6, 1–60, Paris.

Brodar, S. & Brodar, M. 1983, Potočka zijalka, visokoalpska postaja aurignacienskih lovcev. Dela 1. in 4. razr. SAZU, *24*, 13, 213 p., Ljubljana.

Brunnacker, K. 1975, Die Sedimente der Crvena Stijena. Crvena Stijena. Zbornik radova. Poseb. izd. Zajed. kult. ustanova, *3/4*, 171–203, Nikšić.

Campana Del. D. 1923, Sopra un Cuon e una Mustela del Quaternario di Equi (Alpi Apuane). Atti R. Accad, Lincei, Cl. Sci. Fis. Mat. et Natur., Rend. (5), 32, Roma.

Dubois, A. V Stehlin, H. G. 1932, La grotte de Cotencher, station moustérienne. I. Abh. Schweiz. Palaeont. Ges., *52* (1932), 67–72, Basel.

Ellerman, J. R. & Morrison-Scott, T. C. S. 1951, Checklist of Palaearctic and Indian Mammals 1758 to 1946. Printed by Order of the Trustees of the British Museum, 233–235, London.

Fabiani, R. 1923, La fauna mammalogica quaternaria della »Bucca del Tasso«. Arch. Anthrop. e Etnologia, *52*, Firence.

Filip, J. 1966, Enzyklopädisches Handbuch zur Ur– und Frühgeschichte Europas. 1–2, 1756 p. (Academia Verl.), Prag.

Jánossy, D. 1986, Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary, 208 p., (Akad. Kiadó), Budapest.

Kretzoi, M. 1968, Étude paléontologique. In: Gábori-Csánk, V.: La station du paléolithique moyen d'Érd – Hongrie, 59–104, (Akad. Kiadó) Budapest.

Kretzoi, M. & Vértes, L. 1965, The role of vertebrate faunae and palaeolithic industries of Hungary in quaternary stratigraphy and chronology. Acta geologica Acad. Scient. Hung., *9*, 125–144, Budapest.

Krivic, K. 1985, Nova najdba okostja losa. Naše jame, *27*, 47–49, Ljubljana.

Kurtén, B. 1968, Pleistocene Mammals of Europe. 317 p., (Aldine Publ. Co.), Chicago.

Lumley de, H. 1965, Le paléolithique ancien et moyen du midi méditerranéen dans son cadre géologique. Thèse policopiée, Paris.

Malez, M. 1962, Erster Fund des Rotwolfes (*Cuon alpinus europaeus* Bourguignat) im oberen Pleistozän der Balkanhalbinsel. Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl., *7*, 4/5, 97–98, Zagreb.

Malez, M. 1963, Kvartarna fauna pećine Veternice u Medvednici. Palaeont. jugosl., *5*, 1–197 + 40 tab., Zagreb.

Malez, M. 1967, Gornjopleistocenska fauna Crvene Stijene. Glasnik Zemalj. muzeja BiH, (Arheol.), N. S., *21/22*, 67–79, Sarajevo.

Malez, M. 1990, Rod *Cuon* Hodg. (Carnivora, Mammalia) from Pleistocene Cave Deposits in Yugoslavia. Palaeont. jugosl. (v tisku).

Malez, M. & Malez, V. 1989, The Upper Pleistocene Fauna from the Neanderthal Man Site in Krapina (Croatia, Yugoslavia). Geol. vjesnik, *42* (1989), 49–57, Zagreb.

Malez, M., Lajtner, I., Paunović, M. & Slišković, T. 1987, Kvartarnogeološka i paleontološka proučavanja u spilji Orlovači kod Sarajeva (SR Bosna i Hercegovina). Krš Jugoslavije, *12*, 3, 39–75, Zagreb.

Mook, W., G. 1982, Radiocarbon dating. In: Kozłowski, K. J. (ed.): Excavation in the Bacho Kiro Cave (Bulgaria). Final Report, *168*, (Pánstwowe wydaw. naukowe) Warszawa.

Mottl, M. 1938, A leràkódások àllatvilágà. Geol. Hung., Ser. Palaeont., *14*, A cserépfalui Mussolini-barlang (Subalyuk), 206–308, Budapest.

Mottl, M. 1951, Die Repolust-Höhle bei Peggau (Steiermark) und ihre eiszeitlichen Bewohner. Archaeol. Austriaca, *8*, 1–78, Wien.

Nehring, A. 1891, Diluviale Reste von *Cuon, Ovis, Saiga, Ibex* und *Rupicapra* aus Mähren. N. Jb. Min., Geol., Palaeont., *2* (1891), 107–155, Stuttgart.

Pavšič, J. & Turk, I. 1989, Prva najdba *Panthera pardus* (Linné) in nove najdbe vrste *Gulo gulo* Linné v Sloveniji. Razprave IV. Razreda SAZU, *30*, 4, 129–160, Ljubljana.

Pohar, V. 1976, Marovška zijalka. Geologija, *19*, 107–119, Ljubljana.

Pohar, V. 1981, Pleistocenska favna iz Jame pod Herkovimi pečmi. Geologija, *24*, 241–284, Ljubljana.

Pohar, V. 1984, Poznoglacialna favna iz Lukenjske jame. Geologija, *26* (1983), 71–107, Ljubljana.

Pohar, V. 1985, Kvartarni sesalci iz Babje jame pri Dobu. Razprave IV. Razred. SAZU, *26*, 97–130, Zborn. I. Rakovca, Ljubljana.

Rakovec, I. 1975, Razvoj kvartarne sesalske favne Slovenije. Arh. vest., *24* (1973), 225–270, 3 tab., Ljubljana.

Schlosser, M. 1923, Neue Funde von fossilen Wirbeltieren in Spanien. Centr. Min. Geol. Palaeont., Stuttgart.

Schütt, G. 1973, Revision der *Cuon*- und *Xenocyon*-Funde (Canidae, Mammalia) aus den altpleistozänen Mosbacher Sanden (Wiesbaden, Hessen). Mz. Naturw. Arch., *12*, 49–77, Mainz.

Simpson, G. G. 1945, The Principles of Classification and a Classification of Mammals. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., *85*, 1–350, New York.

Slodkewitsch, S. W. 1932, Über die Reste des *Cuon* aus den quartären Ablagerungen der Höhlevon Nishneudinsk. Trav. Inst. Paléozool. Acad. Scien. URSS, *2*, 277–282, Leningrad.

Sokolov, V. E. 1979, Sistematika mlekopitajuščih. *3*, 528 p., (izd. »Vissaja škola«) Moskva.

Šercelj, A., Dirjec, J. & Turk, I. 1989, Liboje – Apnarjeva jama. Varstvo spomenikov, *31*, 201–203, Ljubljana.

Teppner, W. 1914, Untersuchungen über einige fossile Canidae der Steiermark. Mitt. f. Höhlenkunde, *7*, 1, 12–18, Graz.

Thenius, E. 1954, Die Caniden (Mammalia) aus dem Altquartär von Hundsheim (Niederösterreich) nebst Bemerkungen zur Stammesgeschichte dr Gattung *Cuon*. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *99*, 230–286, Stuttgart.

Thenius, E. 1955, Zur Abstammung der Rotwölfe (Gattung *Cuon* Hodgson). Österr. Zool. Zeitschr., *5*, 377–387, Wien.

Thenius, E. 1980, Grundzüge der Faunen- und Verbreitungsgeschichte der Säugetiere. 2. Aufl., 375 p. (G. Fischer Verl.), Jena.

Tobien, H. 1957, *Cuon* Hodg. und *Gulo* Frisch (Carnivora, Mammalia) aus den altpleistozänen Sanden von Mosbach bei Wiesbaden. Acta zool. Cracoviensia, *2*, 18, 433–451, Kraków.

Turk, I. & Dirjec, J. 1989a, Divje babe I – poskus uporabe statistične analize množičnih živalskih ostankov v paleolitski arheologiji. I. Določljivi skeletni ostanki jamskega medveda. Arh. vest., *39/40* (1988–1989), 61–93, Ljubljana.

Turk, I. & Dirjec, J. 1989b, Apnarjeva jama – novo moustériensko najdišče. Poročilo o sondiranju 1987/88. Celjski zbornik, 7–19, Celje.

Turk, I., Dirjec, J., Strmole, D., Kranjc, A. & Čar, J. 1989, Stratigraphy of Divje babe I. Results of excavations 1980–1986. Razprave 4. razr. SAZU, *30*, 5. 161–207, Ljubljana.

Vereščagin, N. K. & Barišnikov, G. F. 1980a, Ostanki mlekopitajuščih v vostočnoi galeree peščeri Kudaro I (raskopki V. P. Ljubina 1957–1958 gg.). In: Kudarskie peščernie paleoliteičeskie stojanki v Jugo-Osetii, 51–62, (Izd. »Nauka«, An SSSR), Moskva.

Vereščagin, N. K. & Barišnikov, G. F. 1980b, Ostatki mlekopitajuščih iz peščeri Kudaro III. In.: Kudarskie peščernie paleoliteičeskie stojanki v Jugo-Osetti, 63–78, (Izd. »Nauka«, An SSSR), Moskva.

Wiszniowska, T. 1982, Carnivora. In.: Kozłowski, K. J. (ed.): Excavation in the Bacho Kiro Cave (Bulgaria). Final Report, 52–55, (Państwowe wydaw. naukowe), Warszawa.

Woldřich, N. J. 1893, Reste diluvialer Fauna und des Menschen aus dem Waldviertel Niederösterreichs. Denkschr. Kaiser. Akad. Wissenschaften, Math.-natur. Cl., *60*, 565–634, Wien.

GEOLOGIJA *33*, 233–287 (1990), Ljubljana

UDK 551.73.76.77:551.24(497.12) = 863

# Geološke razmere na Orlici

## Geological setting of the Orlica mountain

*Bogoljub Aničić*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

Zgornjekarbonske in spodnjepermske plasti ne vsebujejo fosilnih ostankov in so vsled tega združene v permokarbon. Zastopane so s skrilavimi glinovci, kremenovimi peščenjaki in konglomerati. Kontinentalno-lagunske srednjepermske grödenske plasti sestoje iz rdečega meljevca in glinovca. Spodnjemu triasu pripadajo dolomit, lapor, meljevec in apnenec. V aniziju je dolomit. Ladiniju pripadajo skrilavi glinovci, ploščasti apnenci, diabazi in tufi. Norij in retij sta pretežno v dolomitnem razvoju in le deloma v faciji dachsteinskega apnenca. Vrhnja jura in nižji del spodnje krede sta v razvoju biancone apnenca. Hauteriviju in barremiju pripada lapornati apnenec z rožencem. Aptij, albij in cenomanij so v flišnem razvoju. Med terciarnimi kameninami, ki obkrožajo Orlico, so najstarejši egerijski kremenovi peski in peščenjaki z vložki glinovcev in laporjev. V badeniju, ki leži transgresivno na starejših kameninah, dobimo litotamnijski apnenec, apnenčev peščenjak in lapor. Sarmatijske starosti so apnenčevi peščenjaki, peščeni in glineni laporji ter pesek. Panoniju pripada lapor, pesek in peščenjak. Pliocen pa je zastopan pretežno s kremenovim peskom.

Orlica z obrobjem pripada vzhodnemu podaljšku Posavskih gub in predstavlja tektonsko močno razkosano antiklinalo. Poleg nagubanih so prisotne tudi narivne strukture. Številni prelomi potekajo v smereh NW-SE in SW-NE.

**Abstract**

The Late Carboniferous and the Early Permian beds are devoid of fossil rests, and have been therefore mapped together as the Permo-Carboniferous. They are represented by clay-shales, quartz sandstones and conglomerates. The Middle Permian continental-lagoonal Val Gardena beds consist of red siltstone and claystone. The Lower Triassic is built up by dolomite marl, siltstone and limestone. The Anisian sediment consists of dolomite. The Ladinian includes clay-shales, platy limestones, diabase and tuffs. The Norian and the Rhaetian beds exhibit dolomitic facies prevailingly, partly also that of the Dachstein limestone. The Upper Jurassic and the lower part of the Lower Cretaceous are characterized by the Biancone limestone. The marly limestone with chert is Hauterivian and Barremian in age. The Aptian, Albian and the Cenomanian are represented by flysch sediments.

The earliest Tertiary sediments, which surround the Orlica mountain, are Egerian quartz sands and sandstones intercalated with claystones and marls. The Badenian, which unconformably overlies the older rocks, consists of the lithothamnian limestone, calcareons sandstone and marl. Sarmatian in age are the

calcareous sandstones, sandy and clayey marls and sand. Marl, sand and sandstone appartain to the Pannonian. The Pliocene is represented predominantly by quartz sand.

The Orlica mountain and its surroundings belong to the eastern extension of the Sava folds. Tectonically, it is a strongly dissected anticlinal structure in which folded and overthrusted elements are evident, together with numerous faults running NW-SE and SW-NE.

## Uvod

Med kartiranjem za Osnovno geološko karto SFRJ, list Rogatec, sem (skoraj ves) južni del slovenskega dela lista izbral za svoje magistrsko delo. Raziskano ozemlje zavzema Orlico in njeno okolico. Leta 1978 je pri geološkem kartiranju sodeloval tudi Petrica, leta 1980 pa je reambulacijo ozemlja Orlice opravil avtor sam.

Objavljeno delo je torej magistrsko delo in sem ga izdelal pod vodstvom mentorja profesorja dr. Ramovša. Za nesebično pomoč pri izdelavi naloge ter za določanje spodnjetriasnih mikro- in makrofosilov se mu najlepše zahvaljujem.

Topla zahvala Rijavčevi, Šribarjevi in Škerljevi za mikropaleontološke analize, Pavšiču za preiskave nanoplanktona, Krivičevi in Kolar-Jurkovškovi za analize konodontov, Silvestrovi in Ogorelcu za sedimentološke preiskave in Hinterlechner-Ravnikovi za petrografske preiskave. Vsem avtorjem se tudi zahvaljujem za soglasje, da priložim fotografije fosilov. Hvala tudi Grmu in Gantarju za izdelane fotografije.

Materialne stroške pri izdelavi magistrskega dela je prevzel Geološki zavod Ljubljana, za kar se vsem članom kolektiva iskreno zahvaljujem.

Lepo se zahvaljujem prof. dr. Buserju uredniku geologije za nasvete in pomoč pri nastajanju tega članka. Hvaležen sem tudi Karerjevi za lepo narisano karto in skrbno pripravljene priloge.

## Geografski opis

Raziskano ozemlje obsega hribovje Orlice in njegovo obrobje. Njegova meja poteka na severu ob črti Gorjane-Podsreda-Polje, na jugu ga omejuje vzporednik 46° 00' severne geografske širine, na zahodu poteka njegova meja ob črti Vojsko-Kostanjek, na vzhodu pa ob Sotli in ob črti Bukovje-Drenovec (sl. 1, 2).

Obravnavano ozemlje predstavlja vzhodni podaljšek Posavskih gub, ki tonejo proti vzhodu pod terciarne plasti. Hribovje Orlice slemeni v smeri jugozahod-severovzhod. Relief raziskanega ozemlja je raznolik in je odvisen od geološke zgradbe. Pretežni del ozemlja je sestavljen iz dolomita in apnenca, ki oba sestavljata višje hribe (sl. 3).

Najvišji vrhovi v hribovju Orlice so Orlica (626 m), Veliki vrh (701 m), V. Trbojnik (653 m), V. gora (684 m), Intermedija (662 m), Denžičev breg (588 m), Rošce (619 m), V. Špiček (693 m), V. Vagla (667 m), Kunšperk (597 m) in Marjeta (507 m). Posebno na severnih pobočjih so globoke grape. Ozemlje je večinoma pogozdeno in slabo naseljeno.

Skoraj z vseh strani obrobljajo Orlico terciarne plasti, ki so mehke ter proti eroziji in denudaciji malo odporne, kar se odraža v reliefu. Pokrajino označujejo prijazni gričk, zelo gosto je naseljena in zelo dobro obdelana. Zlasti so značilni bizeljski vinogradi. Gozda je malo.

Hidrografska mreža je sorazmerno dobro razvita. Na severnem delu raziskanega ozemlja teče reka Bistrica in odvaja potoke s severnega pobočja Orlice v Sotlo. Drugi

potoki tečejo v Sotlo ali neposredno v Savo. Večji potoki so Sušica, Orliški potok, Močnik, Dramlja, Trebčica, Glog in Čehovec.

Na kartiranem ozemlju ni večjih mest. Pomembnejši kraji so Podsreda, Trebče, Bistrica ob Sotli, Kunšperk, Kostanjek, Križe, Pečice, Pavlova vas, Bizeljsko in Bizeljska vas.

Prometno omrežje je sorazmerno gosto. Ob severnem robu raziskanega ozemlja pelje asfaltna cesta Brestanica-Senovo-Bistrica ob Sotli z odcepom v Podsredi proti Kozjemu in Šentjurju. Pomembna je cesta Bistrica ob Sotli-Bizeljsko-Brežice kot nadaljevanje ceste Celje-Podčetrtek-Bistrica ob Sotli. Pri slednji je še odcep ceste Kumrovec-Hrvatsko Zagorje-Zagreb. Ob reki Sotli teče asfaltna cesta Klanjec-Bizeljsko.

Poleg teh cest so tu še številne makadamske in gozdne ceste, ki so speljane preko vse Orlice v vseh smereh.

Ob severovzhodnem robu terena poteka železniška proga Celje-Kumrovec-Zaprešič.

## Pregled dosedanjih geoloških raziskav

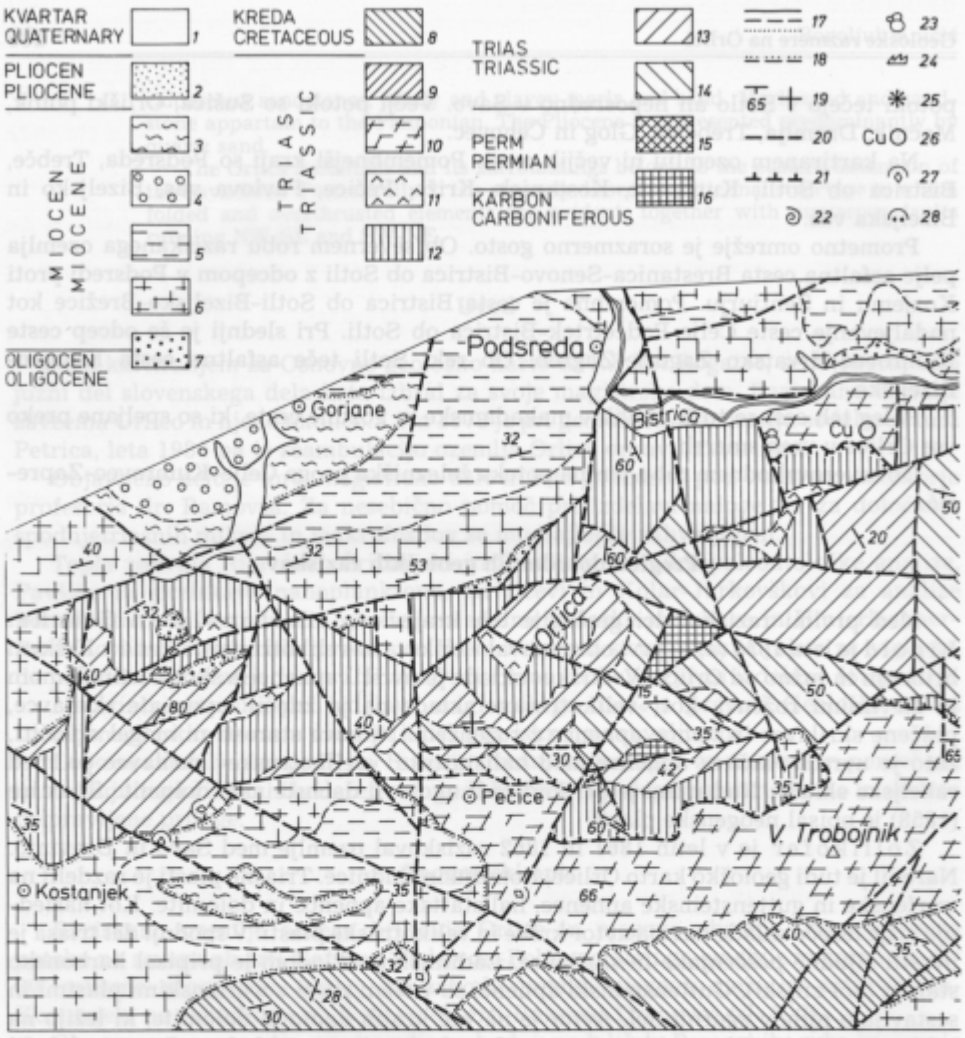
Med prvimi raziskovalci geologije teh krajev sta bila Lipold in Stache. Lipold je leta 1858 (a, b) prvi obravnaval »krške« in »velikotrnske« sklade v Krškem hribovju in južno od Orlice. V »krške« sklade je uvrstil apnence s školjkastim lomom in številnimi roženci, kot »velikotrnske« sklade pa je izločil lapornate skrilavce, peščene skrilavce in temne apnence z rožencem. Njihove starosti ni mogel določiti, zato je uvrstil »krške« apnence med hallstattske, »velikotrnske« skrilavce pa med rabeljske sklade. Nad njimi je pri Podsredi ugotovil dachsteinski dolomit. Stache (1858) je opisal neogenske plasti.

Zollikofer je v letih 1861 in 1862 raziskoval ozemlje med Savo in Dravinjo. Naredil je tudi geološko karto Orlice, Bohorja in Rudnice. Triasne plasti je razdelil na werfenske in guttensteinske apnence, hallstattske apnence in dolomite. Kot naslednje višje ležeče sklade navaja avtor krške in velikotrnske plasti. V spodnji del triasa je uvrstil sljudne peščenjake in skrilavce. Ladinijskim skladom je pripisal karbonsko starost (kot ziljski). Guttensteinski apnenci so v tesni zvezi z werfenskimi plastmi in sestavljajo njihov zgornji del. Avtor je na več krajih ugotovil dolomite, ki ležijo na velikotrnskih skladih; mislil je, da pripadajo dachsteinskim skladom. S tem je določil starost »krških« in »velikotrnskih« skladov, in sicer zgornji trias.

Stur je 1864 leta raziskoval na južnem Štajerskem in je menil, da tam ni dachsteinskega apnenca, temveč da pripadajo te plasti hallstattskemu apnencu. Leta 1871 je bila tiskana njegova geološka monografija celotne Štajerske.

Gorjanović-Kramberger je leta 1904 napisal tolmač za hrvaški del geološke karte Rogatec-Kozje v merilu 1:75.000. Izločil je werfenski skrilavec, školjkoviti apnenec in dachsteinski apnenec z Desiničke gore, Kuna gore in Brezovice. Na Cesarskem brdu v nadaljevanju Orlice je opisal školjkoviti apnenec, svetli apnenec in dolomit. Leta 1908 je napisal tolmač za sosednji list Zagreb.

Leta 1907 je bila v merilu 1:75.000 natisnjena Dregerjeva geološka specialka Rogatec-Kozje. Na Orlici je avtor ločil karbonske skrilavce in peščenjake, werfenske plasti, školjkoviti apnenec, wettersteinski apnenec in dolomit, wengenske plasti in pietra werde ter diabaz in diabazni tuf. Od terciarnih kamenin je izločil oligocenske premogovne tvorbe, rogovačni trahitni tuf, morski lapor in lapornati peščenjak, litotamnijski apnenec, sarmatijske in kongerijske plasti.




Sl. 1. Geološka karta Orlice

*1* Aluvij; *2* Kremenov pesek z redkimi vložki gline in peščenega laporja (pontijska stopnja); *3* Glinasti in peščeni lapor z vložki peska in peščenjaka (panonijska stopnja); *4* Lapor, glinasti lapor, pesek in peščenjak (sarmatijska stopnja); *5* Lapor, peščeni lapor in lapornati apnenec (badenijska stopnja); *6* Litotamnijski apnenec, apnenčev peščenjak in konglomerat (badenijska stopnja); *7* Kremenov pesek, peščenjak z vložki peščenega laporja in peščene gline (egerij); *8* Skrilavi glinovec, kalkarenit in apnenčeva breča. Ponekod v spodnjem delu ploščasti apnenci z roženci (Biancone); *9* Plastoviti apnenec – dachstein (norijska in retijska stopnja); *10* Masivni zrnati dolomit (norijska in retijska stopnja); *11* Spilitizirani diabaz in njegov tuf (ladinijska stopnja); *12* Skrilavi glinovec, apnenec z rožencem, kalkarenit, droba in tuf (ladinijska stopnja); *13* Masivni dolomit, ponekod skladoviti in dolomitni lapor (anizijska stopnja); *14* Dolomit, oolitni in lapornati apnenec, sljudnati glinovec in peščenjak (sp. trias); *15* Kremenov peščenjak, konglomerat in skrilavi glinovec (gröden); *16* Menjavanje skrilavega glinovca, kremenovega peščenjaka in konglomerata; *17* Geološka meja; vidna, pokrita, postopna; *18* Pokrita erozijska meja; *19* Vpad plasti, horizontalne plasti; *20* Prelom, pokrit; *21* Nariv, pokrit; *22* Morska makrofavna; *23* Morska mikrofavna; *24* Konodonti; *25* Nanoplankton; *26* Pojav bakra; *27* Kamnolom gradbenega kamna; *28* Peskokop

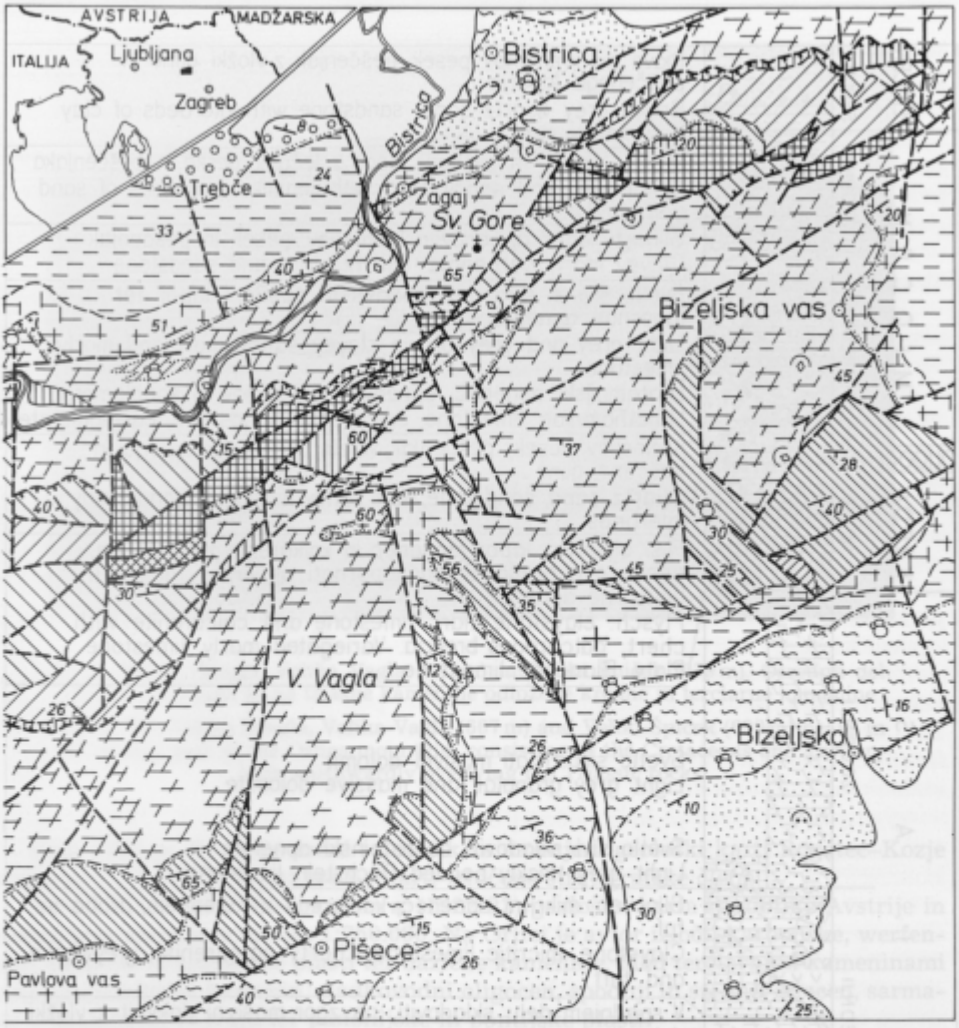
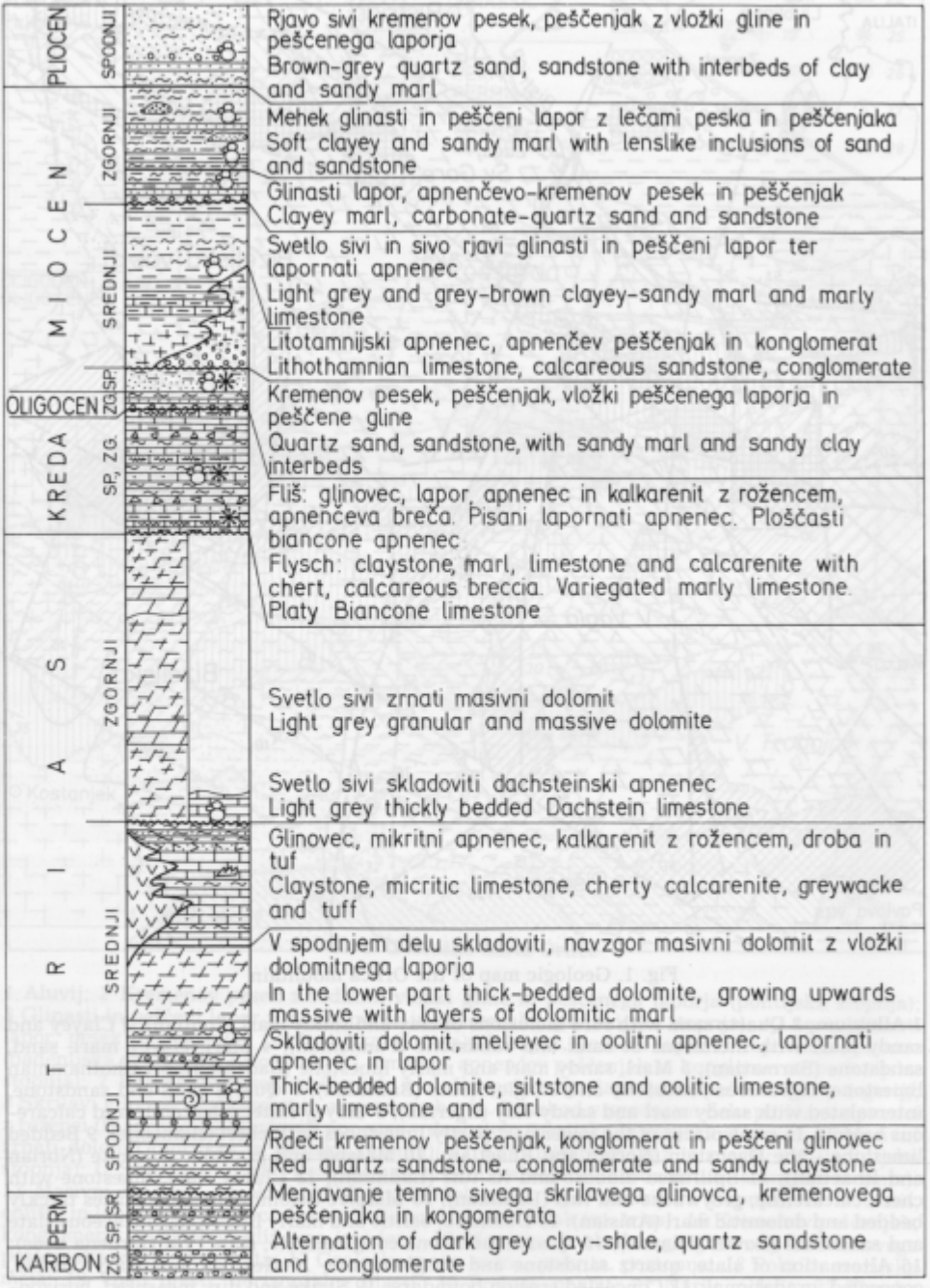



Fig. 1. Geologic map of the Orlica mountain

*1* Alluvium; *2* Quartz sand with rare inclusions of clay and sandy marl (Pontian); *3* Clayey and sandy marl with inclusions of sand and sandstone (Pannonian); *4* Marl, clayey marl, sand, sandstone (Sarmatian); *5* Marl, sandy marl and marly limestone (Badenian); *6* Lithothamnian limestone, calcareous sandstone and conglomerate (Badenian); *7* Quartz sand and sandstone, intercalated with sandy marl and sandy clay (Egerian); *8* Clayey slate, calcarenite and calcareous breccia. In some places of the lower part partly limestones with chert (Biancone); *9* Bedded limestone – the Dachstein (Norian and Rhaetian); *10* Massive and granular dolomite (Norian and Rhaetian); *11* Spilitized diabase and its tuff (Ladinian); *12* Clayey slate, limestone with chert, calcarenite, greywacke and tuff (Ladinian); *13* Massive dolomite, in some places thickly bedded and dolomitic marl (Anisian); *14* Dolomite, oolitic and marly limestone, micaceous slate and sandstone (Lower Triassic); *15* Quartz sandstone conglomerate, slate (Val Gardena beds); *16* Alternation of slate, quartz sandstone and conglomerate; *17* Geologic boundary: visible, concealed, gradational; *18* Concealed erosion boundary; *19* Strike and dip: measured, horizontal; *20* Fault, covered; *21* Thrust, covered; *22* Marine macrofauna; *23* Marine microfauna, *24* Conodonts; *25* Nannoplankton; *26* Copper occurrence; *27* Quarry of building stone; *28* Sand-pit




Sl. 2. Geološki stolpec Orlice in okolice

Fig. 2. Geologic column of the Orlica mountain and its surroundings



Sl. 3. Velika Špegla, Velika Vagla (667 m) in Veliki Špiček (639 m). Osrednji del Orlice, proti jugu so na triasne kamenine odložene kredne in terciarne kamenine

Fig. 3. The Velika Špegla, Velika Vagla (667 m) and Veliki Špiček (639 m) peaks in the central part of the Orlica mountain, consisting of the Cretaceous and Tertiary beds southwardly overlying the Triassic rocks

Leta 1920 je Dreger izdal tolmač k že omenjeni geološki karti Rogatec–Kozje v merilu 1:75.000 in opisal vse na karti izločene stratigrafske člene.

Leta 1923 je izšla Vettersova (1922/23) geološka karta republike Avstrije in sosednjega ozemlja v merilu 1:750.000. Na Orlici je avtor izločil karbonske, werfenske, anizične in ladinijske plasti ter bazične kamenine. Med terciarnimi kameninami omenja tufe kislih kamenin, sladkovodni oligocen, spodnji in srednji miocen, sarmatij v brakičnem razvoju ter panonijske in pontijske plasti.

Leta 1939 in leta 1940 je Munda raziskoval širše področje senovškega premogovnika, tj. brestaniško terciarno kadunjo. S svojimi raziskavami je zelo veliko prispeval k spoznavanju stratigrafije terciarja.

Rakovec je leta 1946 opisal vulkanizem v triasu na Slovenskem. Menil je, da so bili vulkani aktivni v buchensteinu in wengnu. Leta 1950 je podal pregled o psevdoziljskih skladih in njihovem nastanku. Na I. geološkem kongresu je prikazal pregled tektonske zgradbe Slovenije, kjer je opisal tudi nagubano zgradbo Posavskih gub (1956).

Duhovnik je ob primerjavi vulkanskih kamenin Slovenije in Črne Gore leta 1953 ugotovil, da je moralo priti do več vulkanskih faz skupaj in da so dokazi za to tudi na raziskanem ozemlju. Leta 1956 je opisal razvoj magmatskih in metamorfnih kamenin v Sloveniji.

Leta 1956 je Germovšek podal razvoj mezozoika Slovenije. Med drugim je opisal svetlo do temno sivi ploščasti apnenec z roženci na Rudnici, Bohorju in Orlici.

Nadalje piše tudi o klastitih in tufskih plasteh z vložki srednjebazičnih predodrnin, končuje pa z mislijo, da imamo lahko to serijo kamenin za nadaljevanje bosenske rožencevo ofiolitske serije.

Nosan in Grad sta leta 1955 opisala stratigrafske in tektonske razmere na Bohorju s posebnim poudarkom na rudnih pojavih. Orudene plastovite dolomite sta avtorja uvrstila v anizijsko stopnjo.

Nosan je na I. jugoslovanskem geološkem kongresu leta 1956 prikazal razvoj oligocena in miocena v Sloveniji. Opisal je terciarne laporje in peske, ki obrobljajo Orlico skoro z vseh strani.

Pleničar in Nosan sta leta 1958 pisala o paleogeografskih razmerah terciarnega obrobja v Sloveniji. Opisala sta posamezne terciarne člene v zalivu, segajoče od Panonskega terciarja proti zahodu.

Ramovš je 1958. leta raziskoval širšo okolico Krškega in Velikega Trna (1958 a, b). Obravnaval je problematiko »krških« in »velikotrnskih« skladov in prišel do sklepa, da »krški« skladi ne predstavljajo enotnega stratigrafskega člena. Dodgnal je, da pripadajo delno ladinijski stopnji in delno zgornji kredi. Zato predlaga, da se opusti uporaba Lipoldovih »krških« skladov kot stratigrafskega pojma. Iz ladinijskih kamenin omenja nekoliko južneje od raziskanega ozemlja, pri Sv. Janezu nad Vidmom, v kremenastem apnencu s tufi najdbo školjke iz rodu *Daonella*. Avtor trdi za dosedanje »krške« sklade v okolici Krškega, da so pretežno zgornjekredne starosti, na podlagi mikrofavne pa meni za večji del »velikotrnskih« skladov, da pripadajo zgornji kredi.

Leta 1958 je tudi Žlebnik dal svoj prispevek k stratigrafiji »velikotrnskih« skladov. Na Lipoldovi geološki karti so bile pod pojmom »velikotrnski« skladi združene vse stopnje triasa, celo werfen. Avtor je na več mestih našel zelo bogato foraminiferno favno, na podlagi katere je menil, da pripada pretežni del »velikotrnskih«skladov zgornji kredi.

Grad je leta 1967 pisal o geologiji Kozjanskega. Izdelal je tudi geološko karto. Prikazal je geološke razmere na ozemlju vzhodnih Posavskih gub med Rudnico, Bohorjem in Orlico. Izločil je karbonske, triasne, kredne, terciarne in kvartarne sedimente. Med triasnimi skladi je omenjal skitske plasti, ki so razvite v obliki sivega in rumenega plastovitega dolomita, lapornatega apnenca in peščenega skrilavca. Nadalje je izločil ladinijske sklade. Mednje je prištel izlive diabaza in njihove tufe, temno sivi ploščasti apnenec in glinasti skrilavec. Menil je, da sega del dolomita in sivega apnanca še v zgornji trias, kar dokazujejo preseki megalodontov pri Kozjem.

Kuščer je leta 1967 nadrobno obdelal zagorski terciar, kar je bil velik prispevek k poznavanju terciarja.

Prelogović je 1970. leta prikazal neotekotonska dogajanja med Orlico, Samoborsko goro in Medvednico.

Ramovš je leta 1970 opisal stratigrafske in tektonske probleme triasa v Sloveniji. Prikazal je problematiko meje med paleozoikom in mezozoikom, kjer meja perm-trias nikjer ne temelji na ortokronologiji ali na parakronologiji. Številni problemi so tudi v samem spodnjem triasu. Največ jih navaja avtor v srednjem triasu. Nadalje omenja pomanjkljivost pri razčlenitvi posameznih stopenj na podstopnje. O fassanski podstopnji piše, da je premalo raziskana. Ramovš meni, da so še nejasnosti med ladinijsko in karnijsko mejo, med karnijsko in norijsko, med norijsko in retijsko mejo ter med triasom in juro. Avtor končuje s triasno problematiko, ki ni majhna pa omenja, da triasni vulkanizem v Sloveniji ni dovolj raziskan. Z isto problematiko sem se srečeval tudi sam na razsikovanem ozemlju.

Leta 1973 je Ramovš zelo podrobno opisal biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Tudi tukaj je prikazana problematika, ki nas čaka v naslednjih letih. Znano je, da temelji kronostratigrafska razdelitev triasa na vertikalni razširjenosti vodilnih amonitov. V Sloveniji, pa tudi drugod, ves trias ni razvit v amonitni faciji. Zato nastopajo težave pri korelacijah itd. Prek drugih vodilnih skupin poskušamo postaviti cone za ves trias, toda za zdaj še brez večjega uspeha. Posrečilo se je le za posamezne serije ali stopnje. V parakronologiji daje avtor velik pomen konodontom, foraminiferam, ostrakodom, apnenim algam in sporam. Rezultati, dobljeni z omenjenimi fosilnimi skupinami, karakterizirajo posamezne cone, ki seveda ne morejo nadomestiti kronologije, temelječe na amonitih.

Leta 1975 je Mioč prikazal tektonske odnose mejne cone vzhodnih Posavskih gub in dinarskega šelfa. Avtor meni, da predstavlja južni rob Posavskih gub cono narivanja in stabilno področje dinarskega šelfa.

Leta 1975 je Oluić podal tektonsko analizo obmejnega področja Hrvatske in Slovenije, izdelano na posnetkih satelita ERTS-1.

Leta 1976 je Premru opisal neotektonske razmere vzhodne Slovenije in jih razdelil v 19 faz.

Leta 1977 je izšla geološka karta lista Celje, 1979 pa še tolmač v okviru Osnovne geološke karte 1:100.000. Avtor je Buser. Na karti izdvojene in v tolmaču opisane so bile karbonske, permske, triasne in kredne kamenine na Bohorju. Med triasnimi kameninami nastopajo skitijske, anizijske, ladinijske in cordevolske kamenine ter diabazi in diabazni tufi. Podobne kamenine so razvite na Orlici. Terciarne plasti v Senovški sinklinali se neposredno nadaljujejo na našem raziskanem ozemlju. Tukaj so podane badenijske, sarmatijske, panonijske in miopliocenske plasti. Tudi nekateri prelomi se nadaljujejo na opisano ozemlje.

Šikić, Basch in Šimunić so avtorji 1977. leta tiskane geološke karte in leta 1979 izišlega tolmača lista Zagreb 1:100.000. Kredne in terciarne plasti na severnem robu lista se nadaljujejo na raziskanem ozemlju. Med terciarnimi kameninami zavzemajo posebno mesto badenijske, panonijske in pontijske plasti.

Babić je 1973 leta obdelal bazenske usedline zgornjega titonija, berriasija in valanginija zahodno od Bregane, nato je leta 1979 opisal pojave apnenca s kalpionelami na Rudnici.

Aničić in Juriša sta avtorja karte in tolmača lista Rogatec. Karta je izšla 1984, tolmač pa 1985. Na karti so izdvojene in v tolmaču opisane karbonske in permske, triasne, kredne ter terciarne kamenine. Med triasnimi kameninami smo ločili skitijske, anizijske, ladinijske in norijsko-retijske kamenine. Nadalje, zgornjejurske in spodnjekredne plasti (biancone), hauterivijsko-barremijske in aptijsko-albijske ter cenomanijske plasti. V terciarju so odkrite egerijske, badenijske, sarmatijske, panonijske in pontijske plasti.

## Mlajši paleozoik

### Karbon in perm

Najstarejši sedimenti na raziskanem ozemlju pripadajo karbonskim in permskim plastem. Le-te izdanjajo južno od Podsreškega gradu, pri Javorju, Tisovcu, severno od Sokola in pri Kunšperku in so v tektonskem kontaktu s triasnimi kameninami.

Sestavljajo jih temno sivi skrilavi glinovec, kremenovi in sljudnati peščenjak in v manjši meri kremenovi konglomerat. Temno sivi skrilavi glinovci prevladujejo v spodnjem delu, kjer se menjavajo s kremenovim peščenjakom. V višjih delih je več

kremenovega peščenjaka. Med kremenovim peščenjakom se ponekod pojavlja kremenov konglomerat.

Skrilavi glinovec se javlja v tankih plasteh in ploščicah. Na ploskvah glinovca se pogosto opažajo luskice sljude – sericita, ki se na soncu lesketajo. Barva skrilavega glinovca je na svežih presekih kamenine temno siva do črna, na preperelih pa je rumenkasta, svetlo siva ali celo rjavkasta. Sestoji v glavnem iz glinene komponente, po preperevanju pa prehaja v peščeno glino rumeno rjave ponekod tudi temnejše barve.

Kremenov peščenjak se pojavlja v plasteh, debelih od nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Ponekod dosežejo skladi debelino 50 centimetrov in več. Barva peščenjaka je na svežih površinah siva, na preperelih pa rumeno rjava od železovih hidroksidov. Sestava peščenjaka je: 75% iz kremenovih in kvarcitnih zrn, 8% iz glinenca, 7% iz silikatnih litoidnih drobcev, 5–7% je sljude, 4% pa limonita in veziva, sestavljenega iz mikrokristalne silikatne snovi in sljude. Velikost zrn v peščenjaku je različna – od nekaj desetink milimetra do nekaj milimetrov – s prehodom v drobnozrnati konglomerat.

Najmanj je kremenovega konglomerata. Le-ta je sestavljen iz kremenovih prodnikov, prodnikov lidita, kremenovega peščenjaka in skrilavega glinovca. Velikost prodnikov je različna in variira od 2 do 12 cm. Največ prodnikov zasledimo s premerom od 3 do 7 cm. Barva kremenovih prodnikov je siva, liditovih črna, peščenjaka sivkasto rumenkasta, tako da ima celotna kamenina sivkasti videz. Vezivo v konglomeratu je iz drobnozrnatega kremena.

Najlepši profil opisanih kamenin je v vseku ceste Bistrica ob Sotli–Bizeljsko, nedaleč od Sokola.

V opisanih plasteh nisem dobil nobenih fosilnih ostankov. Raziskano ozemlje je vzhodni podaljšek Posavskih gub. Prej so te plasti raziskovalci vzporejali s karbonskimi hochwipfelskimi skladi v Karnijskih Alpah. Starost le-teh je bila dokazana s fosilnimi ostanki, medtem ko v »hochwipfelskih plasteh« Posavskih gub niso ugotovljeni ustrezni fosilni ostanki. Ramovš (1956) je med »hochwipfelskimi plastmi« pri Podlipoglavu našel apnenčeve breče s krinoidnimi ostanki, redkimi koralami in fuzulinidami, v grapi severno od Lanišča pa brečasti apnanec z redkimi fosili. Na podlagi najdenih fosilnih ostankov je ugotovljeno, da gre za biocenozo kot v zgornjekarbonskih in permskih plasteh. Na podlagi omenjenih najdb in po uvrstitvah na sosednjem ozemlju domnevamo o njih karbonski in permski starosti, čeprav pripada vsaj del »hochwipfelskih skladov« v Posavskih gubah trogkofelski formaciji (Ramovš, 1956).

Na raziskanem ozemlju ni mogoče ugotoviti točne debeline omenjenih klastičnih kamenin, ker so nagubane in razlomljene. Debelino dela, ki je zastopan na našem terenu pa ocenjujemo na okrog 200 metrov.

*Srednji perm*

Grödenski skladi

Sklade grödenske formacije ugotavljamo na manjši površini v osrednjem delu Orlice, severovzhodno od vasi Javorje.

Na severu mejé grödenski skladi na plasti karbona in perma, na katere so bile konkordantno odložene. Južno mejijo grödenske plasti na spodnjetriasne sedimente. Meja med njimi je tukaj tektonska.

Grödenski skladi nastopajo v obliki kremenovega peščenjaka, kremenovega konglomerata, skrilavega in peščenega glinovca.

Največ najdemo kremenovega peščenjaka rdečkaste in vijoličasto rdeče barve. V peščenjaku so pogosto navzoči kosi zelene kamenine. Sestavljen je v glavnem iz zrn kremena in sljude. V podrejeni količini dobimo še glinence, klorit in limonit ter drobce kvarcita in skrilavega glinovca. Zrna v peščenjaku so različne velikosti, drobnozrnata, srednjezrnata in debelozrnata. Vezivo peščenjaka pa je iz drobnozrnatega kremena, sljude in limonita.

Kremenov peščenjak ponekod prehaja v drobnozrnati konglomerat. Konglomerat sestoji iz prodnikov kremena, kvarcita in kremenovega peščenjaka. Prodniki so drobnozrnati, v glavnem merijo od 0,5 do 2 cm, najpogostejši so s premerom okrog 1 cm. Vezivo v konglomeratu je iz drobnozrnatega kremena z veliko luskic in železovega hidroksida. Od tod tudi rdeča in rožnata barva prodnikov.

Najmanj je skrilavega glinovca in peščenega glinovca. Nastopata kot vložki med peščenjakom. Barva glinovca je tudi rdeča in vijoličasto rdečkasta.

V opisanih skladih grödenske formacije nismo dobili fosilnih ostankov. Uvrstili smo jih v srednji perm na podlagi litološke sestave in analogije s podobnimi plastmi na širšem ozemlju.

Prejšnji raziskovalci so bili mnenja, da so grödenski sedimenti nastajali večinoma na kopnem v aridni klimi. Novejše raziskave kažejo, da so se rdeče klastične kamenine usedale v plitvovodnih bazenih, verjetno tudi v jezerih najbolj pogosto pa v rečnih koritih kot aluvialni sedimenti (Protić & Gojković, 1965).

Debelina grödenskih sedimentov je zelo majhna; na kartiranem ozemlju dosežejo do 80 metrov.

## Trias

Na obravnavanem ozemlju so skitski, anizijski, ladinijski, norijski in retijski sedimenti.

### *Spodnji trias*

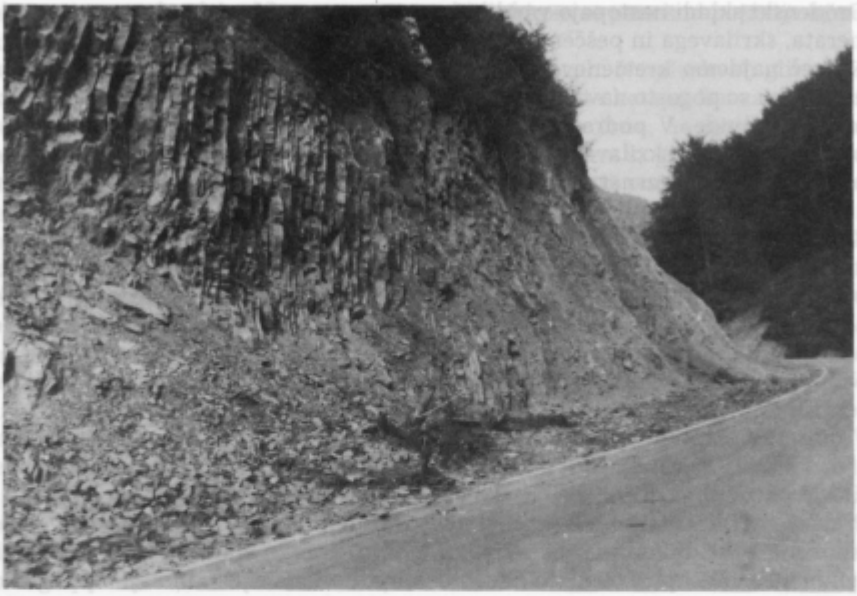
### Skitska serija

Na obravnavanem ozemlju nastopajo skladi skitske serije na več krajih. Zasledimo jih v večkrat prekinjenem pasu od vasi Pečice po slemenu Orlice preko Pustega vrha, Javorja, Tisovca, Kunšperka in segajo do Sotle. Najbolj razširjeni so med Pečicami, Podsreškim gradom in Javorjem.

Meja med skitskimi plastmi in klastičnimi kameninami karbona in perma ter zgornjetriasnimi plastmi je tektonska, le proti anizijskim kameninam predstavljajo le-te normalno zaporedje.

Plasti skitske serije so razvite kot peščeni meljevec, skladnati dolomit, oolitni in mikrosparitni apnenec, lapornati apnenec in lapor. V zgornjem delu je ponekod še gomoljasti apnenec, vmes pa tu in tam nastopa intraformacijska breča z neravnimi polami.

V spodnjem delu skitske serije sta peščeni meljevec in peščenjak. Peščeni meljevec je drobnozrnat, tankoploščast in lističast. Odstotek sljude v njem se precej spreminja. Barva teh kamenin je različna; rumenkasto siva, rjavkasta in rdečkasto vijoličasta. Jugovzhodno od Podsreškega gradu se pojavljajo v peščenem skrilavcu odtisi školjk, ki so večinoma slabo ohranjeni in pripadajo rodu *Anodontophora* in vrsti *Eumorphotis venetiana* Hauer. Dobimo pa tudi številne dendrite.



Sl. 4. Temno sivi in črni ploščasti skitski apnenec v vseku ceste Bistrica ob Sotli–Bizeljsko

Fig. 4. The Scythian dark grey and black platy limestone in a road-cut between Bistrica ob Sotli and Bizeljsko

V zgornjem delu skitske serije sta dolomit in apnenec. Dolomit je rumenkasto siv, le ponekod je rožnat. Večinoma je plastnat, razen v bližini prelomov, kjer je zdrobljen. Debelina plasti je od 15 do 35 cm. Med plastmi dolomita se opazijo včasih luskice sljude. Ponekod kaže dolomit oolitno strukturo, pretežno pa nastopa kot dolomikrit in dolosparit. Dolomit vsebuje tudi nekaj glinene komponente.

Nad dolomitom leži apnenec, ki je ploščast do tankoplastnat, gost in kompakten (sl. 4). Pogosto je prepreden z belimi kalcitnimi žilicami. Barva apnenca je različna: od rjavkaste in sive do temno sive. Nastopata pa tudi značilni oolitni apnenec ter plast z drobnimi školjkami in številnimi polži iz rodu *Natica*. Od školjk je najpomembnejša *Myophoria costata* Zenker. V štirih zbruskih sparitnega apnenca je bila ugotovljena *Meandrospira pusilla* (Ho). Navzgor sledi lapornati apnenec z dendriti, v katerem opazimo še sledove lazenja. V zgornjem delu skitske serije imamo lapornate, skrilave, lahko rečemo kodraste in gomoljaste apnence. Ta litološki člen je zelo pogosten v spodnjem triasu. Tega kodrastega apnenca je le 4 do 5 m. V lapornatem apnencu najdemo drobne polžke.

Pogosto pa v profilu ni pravilnosti v zaporedju kamenin. Tu in tam najdemo dolomit v najnižjem delu, ponekod pa leži med apnencem, peščenjakom, meljevcem, lapornatim skrilavcem in laporjem.

Preiskani vzorci apnenca pripadajo oosparitnemu, biointrapelsparitnemu in mikrosparitnemu apnencu. Ponekod je opazna dolomitizacija. Oosparitni in biointrapelsparitni apnenec vsebujeta precej lupin in polževih hišic. Med ooliti je v vezivni osnovi pogosto opaziti dolomitne romboedre.

Starost skitskih plasti smo določili na podlagi fosilnih ostankov, litološke sestave, lege in sličnosti s podobnimi plastmi na sosednjem ozemlju. Značilni spodnjetriasni fosili so foraminifera *Meandrospira pusilla* in školjki *Eumorphotis venetiana* ter *Myophoria costata* (Tabla 1).

Sedimentacija v skitu je potekala v mirnem, zatišnem okolju plitvega šelfa. Tja je občasno dotekal detritični material, ponekod pa je nastajal tudi oosparitni apnenec. Vezivo med ooidi je bilo prvotno mikritno, nato ga je nadomestil drobni sparit. Tudi mikrosparitni glineni apnenec kaže na mirno okolje sedimentacije.

Največja debelina spodnjetriasnih kamenin na kartiranem ozemlju je do 400 metrov.

*Srednji trias*

Anizijska stopnja

Skladi anizijske stopnje izdanjajo na več krajih. Na zahodu obstajajo pri Padežniku in Dobravi, nadalje na Golem vrhu, pobočjih vrha Orlice, pri Podsreškem gradu in Osredku, med Tisovcem, Preseko in Šemetecem. V središnjem delu raziskanega ozemlja so na Veliki gori (684), severno od Javorja, pri Tabli in blizu Denžičevega brega. Na vzhodu so razkriti na vrhu Kunšperka in pri predoru ob Sotli.

Te plasti leže normalno na spodnjetriasnih in konkordantno pod ladinijskimi kameninami. Meje proti drugim kameninam so tektonske.

Na raziskanem ozemlju so razvite anizijske plasti v obliki srednjezrnatega dolomita. Praviloma skoraj vedno nastopa v spodnjem delu skladnati dolomit sive do temno sive barve, v zgornjem delu pa neskladnat, masivni dolomit svetlejše barve. Tu in tam so vmes tanke plasti dolomitnega laporja in skrilavega laporja. Ponekod je brečasti, limonitizirani in precej spremenjeni dolomit. Pod mikroskopom kažejo vzorci dolomita z Golega vrha homogeno in drobno laminirano teksturo. Laminacija je milimetrska in je rezultat menjavanja zrnavosti. Ponekod so opazne neizrazita stromatolitna tekstura in redke izsušitvene razpoke, zapolnjene z drobnozrnatim sparitom. Opažamo še korozijske votline, široke do nekaj cm, ki so zapolnjene z debelozrnatim sparitnim kalcitom. Ponekod se javljajo gnezda in posamezni dolomitni romboedri. Tako nastopajo v aniziju mikritni in mikrosparitni laminirani dolomit s stromatolitno teksturo, ploščasti laminirani, drobnozrnati intrapelmikrosparitni in mikrosparitni dolomit in laminirani pelsparitni (prekristalizirani pelmikritni) apnenec z izsušitvenimi porami (Silvester, 1979).

Dolomitni lapor je svetlo olivno sive barve, vsebuje do 3 % meljaste primesi kremena in muskovita in 60 % karbonata, ki pripada dolomitu. Ponekod kot npr. v zdrobljenih conah je navzoč lapornati glinovec svetlo zeleno sive barve. Vsebuje do 15 mm debele rjavkaste vložke delno okremenelega limonitnega apnenca z ostanki pelagičnih školjk in radiolarij.

Sedimentacijsko okolje v aniziju je bilo plitvomorsko, občasno tudi nadplimsko. Voda je bila v glavnem mirna, le občasno razgibana. Mikrosparitni dolomit, laminirani drobnozrnati mikropelmikritni in mikrosparitni dolomit s stromatolitno teksturo in laminirani pelsparitni apnenec, rahlo dolomitiziran z izsušitvenimi porami so nastajali v tem okolju. Dolomitni lapor je nastajal v mirnem in plitvem morju. Lapornati glinovec z ostanki pelagičnih školjk in radiolarijev pa kažejo na mirno globljo vodo.

V dveh zbruskih iz mikropelsparitnega in intrabiosparitnega dolomita sta določeni foraminiferi *Glomospira* sp. in *Glomospirella* sp. Kamenina, s tem pa tudi

mikrofavna, sta precej rekristalizirani, kar predstavlja posebne težave pri odredbi mikrofosilov.

Anizijska starost dolomita je določena na podlagi opisane foraminiferne favne, na osnovi lege in litološkega izgleda in enake uvrščenosti na sosednjem ozemlju.

Anizijski skladi so debeli od 200 do 300 metrov.

### Ladinijska stopnja

Plasti ladinijske stopnje se pojavljajo v glavnem ob zahodnem delu raziskanega ozemlja. Zelo malo jih je v središnjem delu in le ozek pas je na vzhodnem delu ozemlja. Na zahodu so med Kostanjekom, Padežnikom, vrhom Orlice in segajo do Starega Trga in reke Bistrice. Ločeno od tod jih najdemo med Orliškim potokom in Rakonco. V središnjem delu izdanjajo le pri Veliki gori, Tabli, in Tisovcu, na vzhodu pa so le v ozkem pasu na severnem pobočju hriba Kunšperk.

Ladinijske plasti leže normalno na anizijskih, toda kontakti so zaradi intenzivnih tektonskih dogajanj pogosto prelomni ali narivni.

V ladinijski stopnji nastopa pisana skladovnica kamenin. Najdemo ploščaste apnence, ki vsebujejo ponekod roženec, skrilavi glinovec, peščeni glinovec in peščenjak ter spilitizirani diabaz in njegov tuf.

#### Ploščasti apnenec z rožencem, skrilavi glinovec in peščenjak

Največ je plasti tankoploščastega apnenca. Nastopa ali samostojno v ploščah, debelih 10 do 15 cm, ali kot vložek med klastičnimi kameninami. Pogosto dobimo v apnencu gomolje roženca, ponekod pa še tanke plasti pelitnega tufa. Apnenec je sive, temno sive do črne barve. Prevladuje mikriten, zelo gost apnenec, precej manj pa je debelozrnatega. V zbrusku sta opazni mikritna osnova in intraklasti sparitnega kalcita; kamenina predstavlja intramikritni apnenec, nastopa pa tudi kot mikrosparitni apnenec.

Skrilavi glinovec pogosto zasledimo v menjavanju z apnencem. Glinovec je v tankih ploščicah ali lističih zelo pogosto naguban in zdrobljen. Na njegovih ploskvah je opaziti sericitno-glinene drobce in drobna zrnca kremena. Poleg skrilavega glinovca nastopajo kot vložki skrilavi peščenjaki in ponekod apnenčev skrilavi peščenjak. Barva teh kamenin je temno siva do črna.

Peščenjak je podrejen, najdemo ga kot vložek v ploščastem apnencu in skrilavem glinovcu. Peščenjak je večinoma tufski. Obstaja pelitski tufski peščenjak ali z debelo peščeno strukturo.

Starost ladinijskih skladov je določena na podlagi konodontov in na osnovi primerjave s podobnimi kameninami na širšem prostoru. Srednjetriasna starost je delno dokazana tudi s foraminiferami. V biomikritnem apnencu z Osredka je Šribarjeva določila naslednje mikrofosile: *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Earlandia* cf. *amplimuralis* (Pantić), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) in Echinodermata.

Vzorec je vzet prav na kontaktu med anizijem in ladinijem. Našteta mikrofavna kaže zgornjeanizijsko in ladinijsko starost.

Na Orlici so na več krajih v temno sivem ploščastem apnencu ugotovljeni konodonti. Iz apnenca pri Padežniku so naslednje oblike: *Gladigondolella malayensis* Nogami in *Paragondolella excelsa* Mosher (Krivic, 1979; Kolar – Jurkovšek, 1981).

Blizu domačije Kunej so bile najdene vrste *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Prionidina kochi* (Huckriede) in *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (Huckriede).

V vzorcu apnenca iz Orliškega potoka so bili določeni konodonti (Tabla 2): *Epigondolella mungoensis* (Diebel), *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *pectiniformis* (Huckriede), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *spengleri* (Huckriede), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede) in *Prioniodina* (*Cypridodella*) *mülleri* (Tatge).

Med opisanimi konodonti so pomembne vrste *Paragondolella excelsa* Mosher in *Epigondolella mungoensis* (Diebel), ki so po trditvah Krivičeve (1979) vodilne za srednji in zgornji del ladinija.

Približna debelina opisanih skladov na raziskanem ozemlju je od 200 do 300 metrov.

### Spilitizirani diabaz in njegov tuf

Kamenini se pojavljata na majhni površini zahodnega dela raziskanega ozemlja na Padežniku ter vrh Orlice in Mlačne. Dobimo ju med sedimentnimi skladi.

Obe kamenini sta značilno zelene in sivo zelene barve. Le sem in tja najdemo rdečkasto rjave in rjave različke. Spilitizirani diabaz in njegov tuf sta na površini redko sveža. Med seboj se hitro menjavata, tako da ju je težko ločiti. Obe kamenini sta sestavljeni iz paličastih plagioklazov (albita), ilmenita, klorita, levkoksena, sericita, avgita in kalcita. V teh kameninah so bili plagioklazi sekundarno spremenjeni. Posebna značilnost teh kamenin pa je nstopanje nizkotem peraturnega albita. Le-ta



Sl. 5. Diabaz ob cesti Železno–Pečice – ladinij; povečano 25 ×

Fig. 5. The Ladinian diabase on the road from Železno to Pečice. × 25

vsebuje vključke sericita, klorita in kalcita. Tako so vidne spremembe, kot so albitizacija, kloritizacija in kalcifikacija. Pri svežem spilitiziranem diabazu je opazna značilna ofitska struktura (sl. 5). V pregledanih vzorcih nastopata dve vrsti klorita, in sicer nizkodvolomni zelenkasti, od koder ima kamenina značilno temno zelenkasto sivo barvo, in visokodvolomni različek, ki ima rahlo rumenkasti odtenek. Rumenskasto rjavkasta barva izhaja iz klorita, ki je deloma limontiziran. V literaturi se ta različek imenuje seladonit (Hinterlechner-Ravnik, 1959, 1979).

Večina vzorcev ima kriptokristalno osnovo, ki je tudi kloritizirana. Opazni so še kristali avgita in luskice sericita. Običajno je tudi avgit prestal kalcifikacijo in limonitizacijo. V mnogih vzorcih so opazne geode zapolnjene s kalcitom in kremenom.

Obravnavane kamenine predstavljajo spilitizirani diabaz, brečizirani spilit in zelo spremenjeni diabaz.

Tufa je verjetno več kot diabaza. Tudi spilitizirani diabazni tuf ima sivo zelenkasto barvo. Zrna so velika od desetinke do pol mm in so najpogosteje srednjezrnata. Na prvi pogled je tuf podoben matični predornini. Tudi sestava je podobna; spremenjeni vtrošniki glinencev in femičnih mineralov so kalcitizirani in kloritizirani. Kot akcesorne minerale dobimo apatit, kremen, epidot, cirkon, turmalin, limonit, titanit in magnetit. Veziva je malo, zaradi diagenetskih sprememb so drobci spojeni z njim. Pretežni del tufskih drobcev je mikrokristalen. Tudi v tufu so kristali albita in tudi tukaj so opazne spremembe kloritizacije, sericitizacije in kalcitizacije. V povojni literaturi so te kamenine opisane kot avgitni porfirit in tufi (Hamrla, 1955; Grad, 1962).

*Norijska in retijska stopnja*

Plasti norijske in retijske stopnje so razvite v dveh litoloških razvojih, in sicer pretežno kot masivni dolomit in le na majhnem prostoru kot dachsteinski apnenec.

Masivni dolomit

Masivni dolomit norijske in retijske stopnje je na raziskanem ozemlju najbolj razširjena kamenina. Leži na severnem ter zlasti na južnem in jugovzhodnem pobočju hribovja Orlice. Na severnem pobočju se vleče kot pas od Luke pri Podsredi prek Svetih gor in vrha Kunšperk, kjer se združi s sklenjenim pasom, ki se vleče od Pečic prek V. Trobojnika, Table in hriba Rožce. Od Kunšperka segata združena pasova prek Zelenjaka in Sotle zunaj meja raziskanega ozemlja na Cesarsko brdo v Hrvatsko. Dolomit je v glavnem masiven, siv, svetlo siv, ponekod celo bel. Struktura je srednje do debelozrnata. Po zrnavosti je kamenina nehomogena. Dolomitni kristali so motni in vsebujejo razpršeni kalcit kot ostanek prvotno apnenčevega sedimenta. So pa tu tudi čisti kristali dolomita brez kalcitne primesi. Ta masivni dolomit ponekod prehaja v skladovitega, ponekod pa dobimo stromatolite.

Na podlagi pregledanih vzorcev sklepamo, da prevladuje sparitni dolomit, vendar pripada drobnozrnatemu sparitnemu, nekoliko apnenemu dolomitu. Nastal je kot sediment plitvomorskega in nadplimskega okolja (Ogorelec, 1981).

Opisani dolomit ima večinoma tektonski kontakt s starejšimi kameninami, pogosto ga dobimo zdrobljenega in milonitiziranega.

Starost obravnavanih plasti sem v glavnem določil na podlagi litološkega razvoja in podobne uvrstitve na sosednjih terenih. Samo delno obstajajo za to tudi dokazi.

Nedaleč od raziskanega ozemlja, pri Kozjem, so bile ugotovljene megalodontidne školjke, vendar žal vrsta ni bila določena. A tudi dachsteinski apnenci s fosilnimi ostanki, ki se pojavljajo med dolomitom, dokazujejo starost.

Debelina dolomita je okrog 700 metrov.

### Dachsteinski apnenec

Nekaj malega dachsteinskega apnenca se nahaja pri Reberju južno od Trebč, kjer lateralno in vertikalno prehaja v zrnati dolomit in na več krajih severno od Bizeljskega ob prelomih na kontaktu s krednimi in terciarnimi kameninami.

Dachsteinski apnenec je razvit kot skladnati in debeloskladnati apnenec (sl. 6.). Njegova barva je siva, svetlo siva do skoraj bela. Med Bizeljsko vasjo in Bizeljskim je v dachsteinskem apnencu opaziti značilne tipe razvoja loferitnega faciesa.

Sedimentološke raziskave so pokazale, da obstajajo vrste strukturnih tipov kamenin, in sicer:

- bioonkomikritni apnenec s posameznimi foraminiferami, skeleti polžev, školjk in ostrakodov ter onkoidi z neizrazitim algnim ovojem;
- dolomitizirani biopelmikritni apnenec s številnimi korozijskimi votlinami, ki se med seboj prepeletajo;
- pelintramikritni apnenec z izsušitvenimi porami, loferit, malo dolomitiziran;
- biopelmikritni apnenec z izsušitvenimi porami, katere zapolnjuje sparitni kalcit;
- biointramikritni apnenec tudi z izsušitvenimi porami (Tabla 3) – loferit;



Sl. 6. Kamnolom dachsteinskega apnenca južno od Bizeljske vasi

Fig. 6. Quarry in the Dachstein limestone, south of Bizeljska vas

– biointrapelmikritni apnenec;
– intrapelmikritni apnenec z izsušitvenimi porami.

Tu in tam prehaja dachsteinski apnenec lateralno ali vertikalno v zrnati in masivni apnenec.

V nekaterih vzorcih iz dachsteinskega apnenca so bile ugotovljene naslednje foraminiferne vrste: *Agathammina* cf. *austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Trochamina jaunensis* Brönnimann et Page, *Turrispirillina minima* Pantić ter alge: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) in *Microtubus communis* E. Flügel.

Opisani mikrofosili dokazujejo (Šribar, 1979) zgornjetriasno starost, in sicer norijsko in retijsko stopnjo.

Debelina dachsteinskega apnenca je od 30 do 60 metrov.

Z norijsko in retijsko stopnjo se konča sedimentacija triasnih plasti. Za odložitev jurskih skladov na kartiranem ozemlju nimamo številnih podatkov. Odložen je bil le del jurskih plasti, kajti dobimo jih v obliki majhnih erozijskih ostankov (Buser et al., 1982). Kredne plasti so odložene na norijskih in retijskih kameninah in le delno na jurskih plasteh.

## Jura in kreda

Jurske in kredne plasti so zastopane na raziskanem ozemlju s skladi zgornjega titonija, hauterivija barremija, aptija, albija in cenomanija. Podajamo jih skupaj, kar se na geološki karti ni dalo ločiti zaradi majhnega merila.

### *Zgornja jura, spodnja in zgornja kreda*

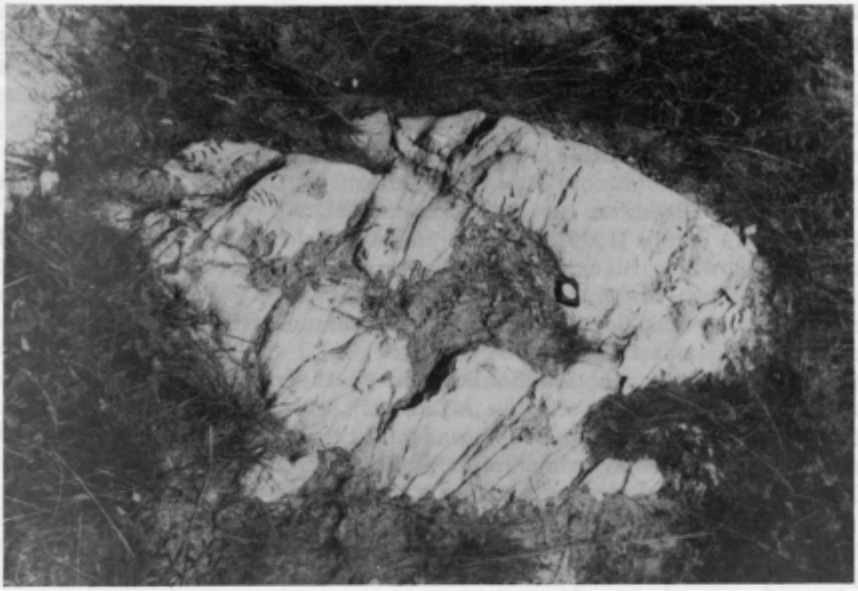
Zgornjetitonijske do zgornjebarremijske plasti nahajamo na več krajih severno od Pavlove vasi in pri Vrhovnicah ter ob asfaltni cesti, ki povezuje Bizeljsko in Bistrico ob Sotli, v obliki majhnih erozijskih ostankov.

Te plasti so odložene transgresivno na zgornjetriasnem dolomitu ali pa jih dobimo ob prelomih.

Plasti te starosti so v spodnjem delu razvite v obliki ploščastega mikritnega apnenca tipa biancone. Ta apnenec je v literaturi opisan še kot apnenec z aptihi ali majolika apnenec. Običajno nastopa ploščast v plasteh, katerih debelina ne presega 30 cm. Barve je sive, svetlo sive, skoraj bele, rumenkaste do zelenkaste. Zelo pogosto vsebuje gomolje ali rožencève pole. Apnenec tipa biancone je v neposredni bližini raziskanega ozemlja dokazan s kalpionelami, ki imajo razpon od zgornjega titonija do valanginija. Ta apnenec prehaja navzgor v pisani lapornati apnenec s pogostnimi vmesnimi plastmi laporja. Barve je različne: od rumenkasto zelene, zelenkaste, rožnate do vijaličasto rdečkaste.

Zgoraj ležeča pisana skladovnica lapornatega apnenca vsebuje radiolarije in spikule ter kalcisfere (Tabla 4). Šribarjeva je (1981) izločila te plasti kot »cono z radiolarijami« in jih s tem starostno razporedila od hauterivija do aptija.

Z nanoplanktonom smo dokazali plasti nad horizontom s kalpionelami v razponu hauterivij-zgornji barremij. Pavšič (1979) je v tankih plasteh laporja dobil bogato nanofloro (Tabla 5). Poleg številnih oblik z večjim razponom kot so: *Watznaueria barnesae* (Black), *Nannoconus* sp., *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Micrantholithus, Glaukolithus diplogrammus* (Deflandre), *Watznaueria communis* Reinhardt in *Tetralithus* sp., so tu tudi vodilne vrste: *Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit) beriasij-zgornji hauterivij, *Lithraphidites bollii* (Thierstein) hauterivij-barremij, *Nannoconus*



Sl. 7. Olistolit v spodnjekrednem lapornem apnencu ob cesti Bistrica ob Sotli–Bizeljsko

Fig. 7. Olistolith in the Lower Cretaceous marly limestone on the road from Bistrica ob Sotli to Bizeljsko

*steinmanni* Brönnimann, iz srednjega aptija in *Micrantholithus obtusus* Stradner do srednjega aptija.

Ostanki radiolarijev kažejo, da gre za sedimente, ki so nastali v globljem morju. Celotna debelina raziskanih sedimentov je okrog 50 metrov.

Plasti aptija, albija in cenomanija dobimo na južnem in jugovzhodnem pobočju Orlice v pasu, ki se vleče od Šapol prek Pavlove vasi, Pišečkega gradu in Vidija vrha do Bukovja.

Obravnavane plasti leže v glavnem erozijsko-diskordantno na norijskem in retijskem dolomitu in le redko na prej opisanih zgornjetitonijskih do zgornjebarremijskih. Sestoje iz turbiditnih sedimentov, in sicer menjavanja skrilavega glinovca, laporja, ploščastega mikritnega apnenca, kalkarenita in apnenčeve breče – intrasparrudita. Ponekod pa dobimo do nekaj metrov velike olistolite (sl. 7). Barva teh kamenin je temno siva do črna. Prevladuje skrilavi glinovec. Pojavlja se v tankih, pogosto skrilavih in nagubanih, do tankih, skoraj lističastih plasteh. Laporja je malo, pa tudi apnenec nastopa v podrejeni količini. Apnenec dobimo v tankih ploščah, pretežno ima mikritno in biomikritno strukturo. Kalkarenit je srednjezrnat, v njem sta pogosto vidni postopna zrnavost in laminiranost. Vsebuje tudi vključke oziroma gomolje roženca. V kalkarenitu se razen intraklastov mikrita pogosto zapažajo drobni fragmenti lupinic moluskov, tako da najdemo tudi biokalkarenitni apnenec.

Apnenčeva breča je sestavljena iz ostrorobih kosov sivega in temno sivega apnenca, ponekod tudi dolomita. Povprečna velikost teh kosov je v premeru od 10 do 15 cm. Poleg kosov karbonatnih kamenin nastopajo še kosi temno sivega in črnega roženca.

V biomikritnem apnencu in biokalkarenitu pri Pavlovi vasi in severno od Bizeljskega je Šribarjeva (1979) določila naslednjo mikrofavno: *Sabaudia minuta* (Hofker), *Pseudotextulariella? scarsellai* (De Castro), *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., Miliolidae, *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi), *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Praeglobotruncana* sp., Globigerinidae, Radiolaria, *Nezzazata simplex germanica* Omara et Strauch, Opthalmidiidae in Textulariidae (Tabla 6).

Na podlagi vrste *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) in preostale mikrofavne lahko te plasti uvrstimo v albijsko in cenomanijsko starost.

V laporju je Pavšič (1979) na več krajih dobil naslednje nanoplanktonske oblike: *Watznaueria barnesae* (Black) (berriasij-mastrichtij), *Watznaueria britannica* (Strainer) (berriasij-albij), *Cretarhabdus crenulatus* (Bramlette & Martini) (berriasij-maastrichtij), *Lithastrinus florilis* Stradner (aptij-santonij) in *Tramolithus orionatus* (Reinhardt) (albij-maastrichtij).

Na podlagi opisanih nanoplanktonskih vrst Pavšič (Buser et al., 1982) meni, da gre za zgornji del spodnje krede, tj. aptij in albij.

Starost obravnavanih plasti je določena na podlagi mikrofavne in nanoplanktona. Torej lahko rečemo, da pripadajo aptiju, albiju in cenomaniju.

Debelina opisanih plasti znaša okrog 250 metrov.

## Terciar

Na raziskanem ozemlju so zgornjeoligocenske in spodnjemiocenske (egerijske), srednjemiocenske (badenijske), zgornjemiocenske (sarmatijske in panonijske) in spodnjepliocenske (pontijske) plasti.

### Oligocen in miocen

*Zgornji oligocen in spodnji miocen (egerij)*

Kamenine egerijske starosti nahajamo na zahodnem delu raziskanega ozemlja pri Padežniku in Brezoranem ter na severu pri motelu Trebče in vseku stare opuščene ceste Podsreda–Bistrica pri Sotli.

Raziskane plasti so zastopane s kremenovim peskom, peščenjakom, kremenovimi prodniki in ponekod s kremenovim konglomeratom. Nekoliko zahodneje, tj. zunaj raziskanega ozemlja in na severu pri motelu Trebče se dobijo med peskom glinenopeščene ali lapornato peščene plasti. Egerijske plasti so erozijsko-diskordantno odložene na triasnih.

Pesek in peščenjak sta sestavljena iz kremenovih zrnc in sericitne sljude. Barva kamenine je rumenkasto rjava, le na svežih izkopih je nekoliko bolj sivo rumena. Peščenjak nastopa v plasteh od nekaj centimetrov do nekaj decimetrov. Velikost zrn v peščenjaku variira od nekaj desetink milimetra do preko nekaj milimetrov; peščenjak ponekod prehaja v kremenov konglomerat.

Glineni in peščeni lapor sta olivno sive barve. Ponekod vsebujeta rastlinske ostanke.

V peščenem laporju in glinenem laporju pri motelu Trebče in v vseku stare ceste vzhodno od motela je Rijavčeva določila naslednjo mikrofavno: *Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium* sp., *Globigerina* sp., *Florilus communis* (d'Orbigny) (Tabla 7). Foraminiferna vrsta *Ammonia beccarii* kaže, da so obravnavane plasti nastajale v brakičnem okolju.

Opisane plasti smo uvrstili v egerijsko stopnjo na podlagi analogije s plastmi na sosednjem ozemlju. Pri Velikem Kamnu je bila izvrtana vrtina VK-30/78. V globini 201 m je najdena foraminiferna vrsta *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* Jabe & Hanzawa, ki je značilna za zgornjeoligocensko starost (spodnji egerij).

Del plasti pri motelu in vseku opuščene ceste verjetno pripada ottnangiju; tako kaže tudi najdena mikrofavna. Vendar podajamo vse plasti skupaj, ker jih ni bilo moč ločevati, saj nastopajo litološko razvojno enako.

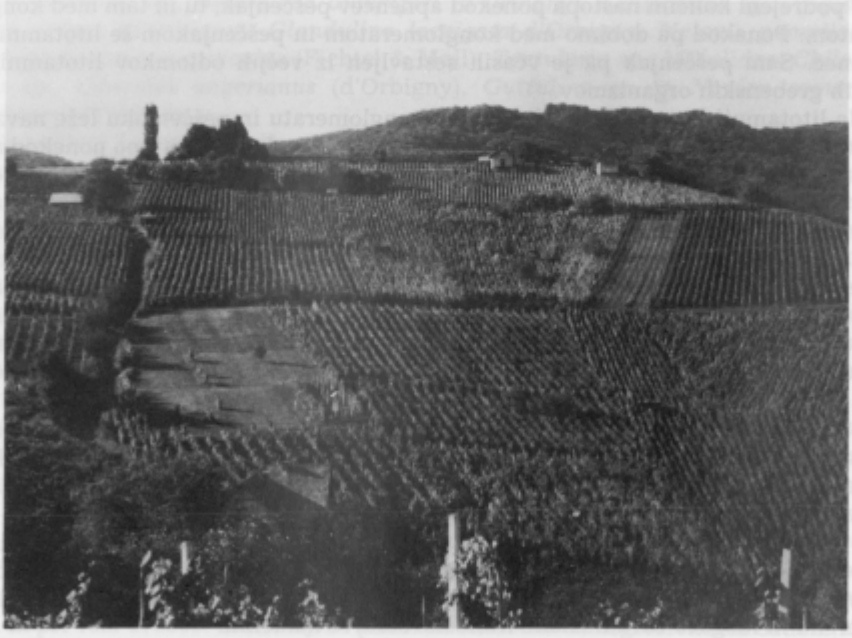
Podobne razvoje plasti v Avstriji in na Madžarskem uvrščajo v egerijsko stopnjo; razlog več za našo razvrstitev.

*Badenij (tortonij)*

Badenijske plasti obdajajo Orlico skoraj z vseh strani. Na zahodu jih dobimo pri Pečicah, Kostanjeku in Velikem Dolu. Na severu se vlečejo v pasu od Brezoranega in Dobrave preko Podsrede, Reberja, Trebč, Zagaja in Bistrice ob Sotli vse do Kunšperka. Na jugu in jugovzhodu izdanjajo pri Pavlovi vasi, Podgorju, Sv. Vidu, Drenovcu, Bukovju, Bizeljski vasi in Orešju (sl. 8). V obliki erozijskih ostankov jih dobimo pri Osredku in na samem slemenu Orlice pri Vrhovnici, na vzhodu pa pri vasi Kunšperk in na Marjeti.

Badenijske plasti so transgresivno odložene na starejših kameninah. Sestavljajo jih litotamnijski apnenec, biokalcirudit, biokalkarenit, pesek, apnenčev peščenjak in konglomerat, lapor in peščeni lapor.

Litotamnijski apnenec je odložen erozijsko-diskordantno na triasnih, krednih, in



Sl. 8. Položni griči Bizeljskega, zgrajeni iz terciarnih kamenin
Fig. 8. Gently sloping Tertiary hills of the Bizeljsko country

egerijskih plasteh. Litotamnijski apnenec predstavlja biogeno kamenino kopučaste teksture. Litotamnijski apnenec pogosto bočno in vertikalno nadomešča lapor in peščeni lapor. Ponekod vsebuje med kopučami litotamnij prodnike kremena in peščenjaka. Barva kamenine je siva in svetlo siva. V glavnem se sestoji iz gomoljev litotamnij, školjčnih lupin, polževih hišic, briozojev in koral ter drugih grebenskih organizmov; takšna kamenina je precej luknjičava. Ponekod nastopa še kot drobna breča in rumenkasto sivi dolomitni konglomerat. Dolomitni prodniki so sparitni in mikritni in so iz triasnega dolomita. Litotamnijski apnenec je redkokdaj plastovit. Tu in tam dobimo še prodnike ali zrna magmatskih in metamorfnih kamenin. Vezivo je v glavnem kalcitno, ponekod opazimo primesi gline in dolomita.

V mikroskopsko preiskanih vzorcih litotamnijskega apnenca opažamo razen skeletov rdečih alg – litotamnij še lupine ostrej, polževe hišice in ploščice iglokožcev. Med organskim skeletom nastopa sparitni kalcit kot cement. Ponekod je ohranjen naplavljeni mikrit. Tu in tam so še primesi kremena, drobcev kamenin, glinencev in sljude. Na osnovi razmerja biogene in litogene komponente, velikosti zrn je kamenina določena kot biosparitni, peščeni, biomikritni, biokalciruditni, biosparruditni, biokalkarenitni in biolititni apnenec.

V nekaterih predelih, kot na primer severno od Bistrice ob Sotli (Vina gora) in pri Trebčah, nahajamo v spodnjem delu bazalni konglomerat. Sestavljen je iz prodnikov kvarcita, apnenca in roženca. Vmes dobimo še prodnike lidita, magmatskih in metamorfnih kamenin. Velikost prodnikov je različna; najbolj pogostni so s premerom 6–8 cm. Ponekod dobimo prodnike, ki so manj zaobljeni, celo ostrorobi kosi, tako da nastopa še apnenčevo-kremenova breča. Vezivo je pretežno mikritni kalcit, delno pa glineno-peščeno.

V podrejeni količini nastopa ponekod apnenčev peščenjak, tu in tam med konglomeratom. Ponekod pa dobimo med konglomeratom in peščenjakom še litotamnijski apnenec. Sam peščenjak pa je včasih sestavljen iz večjih odlomkov litotamnij in drugih grebenskih organizmov.

Na litotamnijskem apnencu, bazalnem konglomeratu in peščenjaku leže navzgor lapor, peščeni lapor, glinasti lapor in lapornati apnenec. Lapor nastopa ponekod med litotamnijskim apnencem in bazalnim konglomeratom, kot ga tu in tam najdemo obratno med debelejšimi horizonti laporja kot vložek litotamnijskega apnenca in apnenčevega peščenjaka. Barva svežega laporja je siva, svetlo olivno siva, na preperelih površinah pa rumenkasto rjava. Lapor je sestavljen iz karbonantnih zrn in glinenega veziva. Tu in tam dobimo še sivi apnenčevi lapor in peščeno glinasto mikritni apnenec. Ponekod je v laporju opaziti zrnca kremena in sljude, vendar ne pogosto. Lapor vsebuje od 44 do 58 % kalcita in od 3,5 do 9 % dolomita. Apneni lapor vsebuje od 63 do 66 % kalcita in 3 do 6 % dolomita. Ploščasti apnenec pa vsebuje do 74 % kalcita in od 3 do 12 % dolomita.

Badenijski lapor in ploščasti, nekoliko glinasti apnenec je nastajal v mirnem morskem okolju. Občasno so nastajali algni in briozojski grebeni, iz katerih je nastajal material za biokalkarenit in biokalcirudit. Bližina kopnega je dajala material za terigene peščene in prodne primesi.

Starost bedenijskih plasti dokazujejo številni fosilni ostanki. V veliko vzorcih je najdena bogata mikrofavna, na podlagi katere smo razdelili badenij v spodnji, srednji in zgornji. Na geološki karti so te plasti prikazane vse skupaj, ker razdelitev na terenu ni mogoča zaradi enake litološke sestave kamenin.

Mikrofavno je določila Rijavčeva (Rijavec, 1979; Rijavec et al., 1979; Rijavec & Aničić, 1979).

**Spodnjebadenijske usedline** ali biocona *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis* so razgaljene pri Bistrici ob Sotli, na vzhodnem delu Bizeljskega, pri Bohorju in Gorenji vasi. V spodnjebadenijskem laporju je bila določena naslednja mikrofavna: *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny, *U.* ex gr. *semiornata* d'Orbigny, *U. bononiensis compresa* Cushman, *U.* cf. *pygmoides* Papp & Turnovsky, *Uvigerina* sp., *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. bilobata* (d'Orbigny), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina* sp., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Dentalina elegans* d'Orbigny, *Nodosaria longiscata* d'Orbigny, *Nodosaria* sp., *Lenticulina calcar* (Linné), *Lenticulina* sp., *Marginulina hirsuta* d'Orbigny, *Vaginulinopsis pedum* (d'Orbigny), *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Nonion commune* (d'Orbigny), *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Textularia* sp., *Melonis pompiloides* (d'Orbigny), Miliolidae, *Chilostomella* sp., *Discorbis* sp., *Karreriella* sp. in *Vulvulina* sp. (Tabla 8).

Za spodnji badenij so značilne naštete uvigerinske vrste in planktonski vrsti *Orbulina bilobata* in *Orbulina suturalis*, po katerih je biocona dobila svoje ime.

**Srednji badenij** ali biocona peščenih hišic z značilno foraminiferno favno je ugotovljen v laporju pri Trebčah, Sv. Vidu in na skrajnem vzhodnem delu raziskanega ozemlja pri Gabrku, Gorenji vasi in Drenovcu, kjer vse je bila najdena naslednja formaniferna favna: *Orbulina suturalis* Brönnimann, *O. bilobata* d'Orbigny, *Uvigerina* cf. *aculeata* d'Orbigny, *U. semiornata semiornata* d'Orbigny, *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, *U. venusta venusta* Franzenau, *U. aculeata* d'Orbigny, *Uvigerina* sp., *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina* sp., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides* sp., *Bulimina elongata* d'Orbigny, *B. subulata* Cushman, *B. pupoides* d'Orbigny, *?Amphimorphina hauerina* (Neugeboren), *Allomorphina trigonna* Reuss, *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek), *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Quinqueloculina* sp., *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny), *Lenticulina* sp., *Vaginulinopsis pedum* (d'Orbigny), *Glandulina laevigata* d'Orbigny, *Melonis pompiloides* (d'Orbigny), *Cancris auriculus* (Fichtel & Moll), *Textularia* sp., Miliolidae, *Chilostomella* sp., *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny), *Guttulina* sp. in *Nonion commune* (d'Orbigny) (Tabla 9).

Na podlagi foraminifernih vrst *Uvigerina venusta venusta* in *Uvigerina* cf. *pygmaea* imamo dokazano biocono peščenih hišic oziroma srednji badenij. Poleg uvigerin nastopa za srednji badenij zelo pomembna *Orbulina suturalis*.

**Zgornji badenij** ali biocona *Bolivina dilatata* z vodilno foraminiferno favno. V sivo rumenem laporju severozahodno od vasi Trebče so bile ugotovljene naslednje foraminiferne vrste: *Bolivina dilatata* Reuss, *Pavonitina styriaca* Schubert, *Uvigerina venusta venusta* Franzenau, *U. venusta liesingensis* Toula, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Glandulina laevigata* d'Orbigny, *Gyroidina* sp., *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny), *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Virgulinella pertusa* (Reuss), *Orbulina* cf. *bilobata* (d'Orbigny) (Tabla 10).

Posrečilo se nam je dobiti v številnih primerkih značilne foraminifere *Bolivina dilatata, Uvigerina liesingensis, Virgulinella pertusa*, ki dokazujejo zgornji badenij.

Debelina badenijskih plasti znaša do 400 metrov.

### *Sarmatij*

Sarmatijske plasti so razširjene na severnem delu raziskanega ozemlja pri Vojskem in pri vasi Trebče. Sarmatijske plasti so odložene transgresivno na badenijskih.

V spodnjem delu se običajno pričnejo z apnenčevo-kremenovim peščenjakom in konglomeratom. Ponekod dobimo bazalni konglomerat, ki sestoji v glavnem iz

apnenčevih in kremenovih prodnikov. Tu in tam se dobijo prodniki metamorfnih in magmatskih kamenin. Velikost prodnikov se spreminja od 1 do 10 cm. Vezivo v konglomeratu je peščeno. Nad konglomeratom so odloženi mehki glinasti laporji, pesek in peščenjak. Peščenjak je sestavljen iz kremenovih in apnenčevih zrn. Ponekod se menjavata pesek in peščenjak z redkimi prodniki. Peščenjak je v glavnem apnen. Največ je karbonatnih zrn. Dobijo se drobci mikritnega in mikrosparitnega apnenca in mikrosparitnega dolomita ter koščki litotamnij, briozojev, školjčnih lupinic in foraminifer. Najdejo se tudi zrna kremena, sljudje in glinenca.

Nad konglomeratom in peščanjakom je odložen predvsem lapor, apneni lapor, ki se menjava s plastmi glinenega laporja in apnenca. Barva laporja je rjava do rumeno rjava. Laporaste plasti so lističaste. Barve so lahko tudi različnih odtenkov; rumenkaste, rjavkaste do olivno sive. Lapor vsebuje od 39 do 43 % kalcita in od 1 do 5 % dolomita, apneni lapor od 63 do 67 % kalcita in od 0 do 7 % dolomita, glinasti apnenec pa od 75 % do 77 % kalcita in od 6 do 13 % dolomita. Glinasti apnenec sestavlja glineno mikritno osnovo s številnimi fosilnimi ostanki. Ponekod se opazijo primesi sljude, kremena in glinencev.

Konglomerat in peščenjak sta nastajala v bližini kopnega in v nemirni vodi, medtem ko so lapor, glinasti lapor in glinasti apnenec nastajali v mirnem vodnem okolju.

V sarmatijskih plasteh je bila ugotovljena številna mikrofavna. Severozahodno od vasi Zagaj je bila v laporju določena spodnjesarmatijska mikrofavna in sicer: *Ammonia* ex. gr. *beccarii* (Lineé), *Elphidium reginum* (d'Orbigny), *Elphidium* sp., *Aurila* cf. *mehesi* (Zalányi), *Cytheridea hungarica* (Zalányi), *Leptocytheere tenuis* (Reuss) in *Xestoleberis* cf. *glaberescense* (Reuss).

Za spodnji sarmatij so značilne formanifere: *Elphidium reginum*, ostrakoda *Aurila mehesi* in *Cytheridea hungarica*.

Poleg foraminifer vsebujejo izpirki še kamena jedra polževih hišic in školjčnih lupin.

Sarmatijske plasti so razvite v brakičnem okolju, njihova debelina pa znaša okrog 80 metrov.

*Panonij*

Panonijske plasti izdanjajo ob severnem robu raziskanega ozemlja v nadaljevanju Senovške sinklinale pri Pokleku, pri Štadlerju in severno od Bistrice ob Sotli. Južneje jih nahajamo vzhodno od Kostanjeka, med Pišecami in Drenovcem ter pri Ledini (sl. 9).

Raziskane plasti so razvite kot rumenkasto sivi, redkeje zelenkasto sivi lapor, ki je ponekod peščen in laporasta ter peščena glina. Le ponekod vsebuje vložke peska in peščenjaka. Lapor je zelo mehak in hitro prepereva v glineno in delno peščeno preperino. Vsebuje od 32 do 53 % kalcita in od 11 do 14 % dolomita, skupaj od 46 do 65 %. Panonijski lapor je sediment mirnega vodnega okolja. Panonijske plasti so odložene konkordantno na sarmatijske plasti.

Pesek in peščenjak se pojavljata v drobnih plasteh. Ponekod se opaža poševna in gradacijska plastovitost. Barva peska in peščenjaka je rumeno siva. Velikost peščenih zrn je različna, od melja do srednjega zrna.

Tudi sortiranost zrn je različna, ponekod dobra, drugod slaba. Prevladujejo zrna kremena med karbonatnimi, nadalje drobci kamenin, glinencev in muskovita.

Peščeno glino nahajamo le kot nekaj centimetrov debel vložek med peskom.



Sl. 9. Bizeljsko, Sv. Lovrenc. Tukaj terciarni grički preidejo v prijazno dolino Sotle

Fig. 9. The Bizeljsko and St. Lovrenc landscape of Tertiary hills, grading into the nice Sotla valley

V glinstem in peščenem laporju pri Čreti in Škodlarju, v pasu med Pišecami, Podgorjem in Drenovcem ter pri Ledini je bila najdena bogata ostrakodna favna (Tabla 11), med katero so bile določene naslednje vrste: *Hungarocypris auriculata* (Reuss), *Amplocypris* cf. *firmus* Krstić, *Amphocypris* sp., *Candona (Candona)* cf. *postsarmatica* Krstić, *C.* (*Propontoniella*) cf. *pavlovici* Krstić, *C.* (*Propontoniella*) sp., *C. (Lineocypris)* cf. *dorsobrevis* Krstić, *C.* (? *Thaminocypris*) sp. in *C.* (*Typhlocypris*) aff. *trigonella* (Hejjas) in *Leptocythere* (*Amnicythere*) *miscere* Krstić.

Naštete vrste ostrakodov so značilne za spodnji panonij.

Nedaleč od vasi Križe, pri Bistrici ob Sotli in nekoliko južneje od Pečic, Podgorja in Bizeljskega so bile najdene naslednje vrste ostrakodov: *Hungarocypris hieroglyphica* (Mehes), *Amplocypris major* Krstić, *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pokorny sensu Sokač, *C.* (*Serbiella*) cf. *unguiculus* (Reuss), *Hemicytheria croatica* Sokač, *H. pannonica* Sokač, *H. incerta* Sokač, *Cyprideis longa* Krstić, *Cyprideis* ex gr. *macrostigma* Kollmann, *Loxoconcha subrugosa* Zalányi in *Xestoleberis (Pontoleberis) attilata* (Stančeva) sensu Sokač.

Našteta ostrakodna favna je značilna za zgornji panonij (Škerlj, 1979). Poleg ostrakodov vsebujejo posamezni vzorci presedimentirane foraminifere iz starejših plasti, kamena jedra polževih hišic in školjke ter ribje koščice.

Na podlagi ostrakodne favne smo uspeli ločiti panonij na spodnjega in zgornjega, vendar ju zaradi enake litološke sestave na karti podajamo skupaj kot panonij.

Panonijske plasti so se usedale v oslajenem, ponekod pa v popolnoma sladkovodnem okolju.

Debelina panonijskih plasti je okrog 150–200 metrov.

## Pliocen

V pliocenu smo ločili pontijske plasti in prodne naplavine.

### *Spodnji pliocen (pontij)*

Raziskane plasti se razprostirajo med Pišecami, Bizeljskim in Brezovico, razprostirajo pa se južneje, zunaj raziskanega ozemlja na listu Zagreb.

Plasti so normalno odložene na panonijskem glinenem laporju. Razvite so kot drobnozrnati kremenov pesek z redkimi vložki peščenega temno sivega mehkega laporja in gline. Pesek in glineni lapor sta rjavkasto rumenkaste barve. Obarvana sta od železovih hidroksidov. Pesek vsebuje v povprečju največ do 71,0 % kremena, nato do 11,1 % glinencev, do 1,5 % muskovita in do 16,4 % drobcev drugih kamenin. Glineni lapor pa vsebuje do 13,9 % kalcita in do 20,1 % dolomita, skupaj obeh torej 34 %. V laporju opažamo tudi zrnca kremena, drobce drugih kamenin in precej limonitiziranih zrn.

V peščenem laporju je bila najdena naslednja ostrakodna favna: *Candona (Lineocypris)* sp., *Candona* (*Fabaeformiscandona*) cf. *arcana* Krstić, *Hemicytheria marginata* Sokač, *Hemicytheria* cf. *major* Sokač, *Cyrideis* ex gr. *maerostigma* Kollmann in *Xestoleberis* (*Pontoleberis*) cf. *pontica* (Stančeva).

Našteta favna, ki se iz zgornjega panonija nadaljuje v pontij, dokazuje, da pripada del peskov in peščenih laporjev spodnjemu pliocenu (Stevanović & Škerlj, 1985). Podobne plasti na sosednjem terenu, to je na listu Zagreb so bile uvrščene v spodnji pliocen.

Debelina opisanih peskov znaša okrog 200 metrov.

### *Holocen*

Holocenske sedimente na razsikanem ozemlju nahajamo v obliki aluvija, pobočnega grušča in deluvija.

### *Aluvij*

Največje naplavine so ob severnem in vzhodnem delu terena v dolini reke Sotle, nadalje v dolini Bistrice ter potokov Koprivnica, Brestanica in Dramlja. Aluvialni sedimenti so večji del sestavljeni iz mehkejših kamenin. Tukaj nahajamo v glavnem glineno-peščene nanose in odlomke kamenin iz neposredne bližine. Proda je zelo malo.

*Pobočni grušč* in *deluvij* nastopata na majhni površini.

## Tektonika

Tektonsko zgradbo Posavskih gub so obravnavali Kossmat (1906), Winkler (1924), Tornquist (1918), Rakovec (1956) in drugi. Posamezna območja so obdelovali Pleničar in Nosan (1958), Nosan in Grad (1955), Grad (1962, 1967), Kuščer (1967), Prelogović (1970), Sikošek (1971), Mioč (1975), Oluić (1975), Premru (1976) in Buser, (1979 a, b).

Vzhodne Posavske gube sestojijo iz dveh, v smeri vzhod-zahod potekajočih anti-

klinorijev in sinklinorijev. Od severa proti jugu se zvrstijo Kamniško-Motniški sinklinorij, Trojanski antiklinorij, Laški sinklinorij in Litijski antiklinorij. Proti jugu prehajajo Posavske gube oziroma Litijski antiklinorij v Dolenjski kras.

Raziskano ozemlje leži glede na naštete enote na skrajnem jugovzhodnem robu Litijskega antiklinorija in tu meji na Panonski bazen. Smer slemenitve v Posavskih gubah je vzhod-zahod. Orlica predstavlja najbolj jugovzhodni del Posavskih gub. Strukturna smer Orlice odstopa od generalne smeri vzhod-zahod in ima smer severovzhod-jugozahod. Orlica se proti severovzhodu nadaljuje v Cesarsko brdo v Hrvaško. Na vseh drugih straneh je obkrožena s terciarnimi plastmi.

Na obravnavanem ozemlju ugotavljamo nagubano in deloma narivno zgradbo. Nadalje je celotno raziskano ozemlje razkosano s številnimi prelomi v posamezne manjše grude.

Za narivno zgradbo imamo dokaze z vrtinami nedaleč od raziskanega ozemlja pri Velikem Kamnu, kjer sta trias in kreda narinjena na terciarne sedimente.

Ločil sem tektonske enote, ki si od severa proti jugu sledijo takole:

- Senovška sinklinala
- Orliška antiklinala
- Bizeljsko-Zagorska sinklinala

Teren, ki je sestavljen iz terciarnih kamenin, navidezno predstavlja skoraj pravilne tektonske oblike. Hribovje Orlice, ki je iz paleozojskih in mezozojskih kamenin, je precej razkosano v bloke. V Posavskih gubah je znana zelo zapletena tektonska zgradba. Obstajajo številni prelomi, ki so deformirali prvotno zgradbo, zlasti pa še pogostni mlajši neotektonski prelomi, zato nenagubano in nerazlomljeno zasledimo le v posameznih delih.

**Senovška sinklinala** pride na raziskano ozemlje le z delom svojega južnega dela, kamor se nadaljuje z lista Celje (Buser 1979 a, b). Sestavljena je iz egerijskih, badenijskih, sarmatijskih in panonijskih sedimentov. Posamezne plasti so rahlo nagubane. Os sinklinale poteka v smeri vzhod-zahod, rahlo zavija in tone proti severovzhodu.

**Orliška antiklinala** ima sprva smer vzhod-zahod, nato jugozahod-severovzhod, nadaljuje pa se v Hrvatsko na Cesarsko brdo in Strugačo. Sestavljena je iz paleozojskih, mezozojskih, miocenskih in pliocenskih kamenin. Notranja zgradba Orliške antiklinale je zelo komplicirana. Številni prelomi so antiklinalno strukturo razlomili v posamezne bloke. Razen prelomov smo tudi tukaj ugotovili sledove narivanja.

**Bizeljsko-Zagorska sinklinala** je ločena od Orliške antiklinale z Bizeljskim prelomom. Zgrajena je iz badenijskih, panonijskih in pliocenskih kamenin.

Čez raziskano ozemlje potekajo številni prelomi, prevladujejo pa v smeri severozahod-jugovzhod in severovzhod-jugozahod; manj razsežni so prelomi v smeri sever-jug in vzhod-zahod.

Najvažnejši prelomi so: Senovški, Pilštanjski, Bistriški, Orliški in Bizeljski.

## Pojavi koristnih surovin

Na raziskanem ozemlju so znani pojavi bakra, ki nimajo gospodarskega pomena. Najvažnejši in najbolj razširjen je gradbeni kamen različne kvalitete in pesek.

**Baker (Cu)** nastopa le kot sled vzhodno od Podsrede na desnem bregu reke Bistrice. Mineralizacija je v obliki malahita, ki nastopa v norijskem in retijskem dolomitu. Opisal ga je Grad (1967).

**Gradbeni kamen** nahajamo na več krajih Orlice. Je različne kvalitete in ga uporabljajo za različne gradbene namene. Največ izkoriščajo triasni dolomit iz več kamnolomov pri Pečicah, Pavlovi vasi, Bizeljski vasi in nedaleč od Bistrice ob Sotli. Dolomit je zelo zdrobljen in je brez drobljenja uporaben v gradbeništvu. Na nekaterih mestih se dobijo večje količine dolomitnega milonita. Ponekod je dolomit zdrobljen v dolomitni pesek in ga kopljejo v številnih manjših kamnolomih.

Južno od vasi Osredek v potoku Močilnik so številne apnenice za žganje apna. Žgejo pa zgornjetriasni masivni dolomit. Za odpiranje kamnolomov v zgornjetriasnem dolomitu pa obstajajo na obravnavanem ozemlju še večje možnosti. Povsod so speljane gozdne ceste in za transport ne bi bilo težav.

Apnenca je razmeroma malo in ga redko uporabljajo v gradbene namene. Skitijski in ladinijski apnenec sta lapornata in tankoploščata, ponekod še skrilava ter manj ugodna za gradbeništvo. Izkoriščajo le zgornjetriasni apnenec ob cesti Bizeljsko-Bistrica ob Sotli.

V gradbene namene je uporaben še litotamnijski apnenec, ki ga v večjih površinah nahajamo na območju Kostanjeka, Velikega Dola, Brezoranega, Podsrede in Bizeljske vasi.

**Nahajališča peska** so med Pišecami, Drenovcem in Brezovico. Izkoriščajo kremenove pliocenske vrste peska. Največji peskokopi so pri Gradišču južno od Bizeljskega (sl. 10).

Pesek uporabljajo le v gradbeništvu, ker vsebuje precej primesi železovih hidroksidov. V steklarstvu ni uporaben. Pesek je ponavadi srednjezrnat. Zrna so velika od 0,3 do 0,7 mm. Ponekod vsebuje tanke vložke gline.



Sl. 10. Velik peskokop spodnjepliocenskega peska pri Gradišču južno od Bizeljskega
Fig. 10. A large quarry of Middle Pliocene sand near Gradišče south of Bizeljsko

## Paleogeografski razvoj raziskanega ozemlja

Raziskano ozemlje predstavlja relativno majhno področje in je zato težko podati popolno rekonstrukcijo dogodkov iz geološke preteklosti. Na podlagi sedimentov in favne bom skušal podati paleogeografske razmere.

Geološka dogajanja na raziskanem ozemlju lahko spremljamo šele v karbonski in permski dobi.

Večji del raziskanega ozemlja je takrat prekrivalo morje. Tako so nastajali kremenovi peščenjaki, konglomerati in skrilavi glinovci. Pogosto menjavanje teh kamenin kaže, da so se sedimentacijske razmere tudi pogosto spreminjale. Kremenov peščenjak in konglomerat sta nastajala v stabilnih sedimentacijskih razmerah v dokaj plitvem morju, v katerem je vladal molasni tip sedimentacije. Skrilavi glinovec pa je nastajal v mirni vodi oziroma v ločenih morskih bazenih. Črna barva kaže, da je obogaten z organskimi snovmi.

Po novejših podatkih predstavljajo grödenski skladi rečne in ponekod tudi jezerske sedimente in le delno morda morske sedimente. Nastajali so rdeči in vijoličasto rdeči kremenovi peščenjaki in konglomerati ter glinovci. Material je prihajal iz bližnje okolice. Rdeče vijoličasta barva je od železa.

V spodnjem triasu je vse območje zajela transgresija. Nastal je karbonatni šelf, ki je trajal do konca triasa. Na njem so nastajali apnenec, dolomit in lapornati apnenec. Plasti laporja kažejo, da je bilo v morski vodi tudi tukaj več glinene komponente. Relativno plitvo morje, tropska klima in nemirna morska voda so pogojevali nastanek oolitnega apnenca. Posamezni ooidi vsebujejo v centru zrna peska, okrog katerih se je nabirala karbonatna komponenta. V plitvem pribrežnem morju sta se odlagala še sljudni peščenjak in skrilavi glinovec. Drobnozrnati dolomit je verjetno vsaj delno nastajal kot kemični sediment. Tudi apnenec in apnenčevi oolit sta izrazito kemična sedimenta.

V anizijski stopnji se razmere niso dosti spremenile. Razlike se delno kažejo le v sedimentaciji. Odlagal se je v glavnem čisti dolomit, le malo je dolomitnega laporja in laporastega glinovca. Anizijski skladi so nastajali na karbonatnem šelfu. Značilna je debela skladovnica karbonatov. Sedimentacijsko okolje je bilo plitvomorsko, občasno tudi nadplimsko. V tem okolju so se odlagali drobnosparitni in mikrosparitni dolomit ter algni dolomitizirani apnenec. Dolomitni lapor je nastajal tudi v plitvomorskem okolju. Lapornati glinovec kaže na nekoliko globlje morje.

Skozi ladinijsko stopnjo se je sedimentacija nadaljevala in je bila tedaj najpestrejša. Nastajale so plasti ploščatega apnenca, peščenjaka, skrilavega glinovca, pole in gomolji roženca, spilitizirani diabaz in njegov tuf. Hitro menjavanje omenjenih litoloških členov kaže na nemirno sedimentacijsko okolje. Izlivi diabaza in njegovi tufi kažejo na vulkansko delovanje, pojavi roženca pa na prisotnost raztopljene kremenice v morju, kar verjetno izvira tudi iz podmorskega vulkanskega delovanja. Temno sivi ploščati apnenec pa kaže na nekoliko globljo sedimentacijo okolja. Verjetno gre za globlji jarek, kjer se je odlagal ploščasti apnenec z roženci. Drugod je še naprej ostal karbonatni šelf.

V norijski in retijski stopnji se je nadaljevala sedimentacija na karbonatni platformi. Nastajali sta debeli skladovnici dolomita in apnenca z značilnim razvojem loferitnega faciesa.

Zgornjejurski in spodnjekredni (zgornji titonij-zgornji barremij) skladi so odloženi v geosinklinalnem okolju, in sicer v globokomorskem Slovenskem jarku. Takrat

so nastajali mikritni apnenci tipa biancone in lapornati apnenci različne barve, od zelenkastih do rdečkasto vijoličastih. Pogosto so bogati z radiolarji.

Nadalje so tu aptijsko-albijsko-cenomanijski sedimenti, ki imajo značaj turbiditnih oziroma flišnih sedimentov. Odloženi so temno sivi skrilavi glinovci z vložki ploščastega apnenca in kalkarenita ter ponekod apnenčeve breče. Vmes so tu in tam pole in gomolji roženca.

Od zgornje krede do oligocena nimamo na raziskanem ozemlju nobenih sedimentov, tako da ne moremo podati paleogeografskih razmer.

V oligocenu in miocenu je ozemlje ponovno zajela transgresija. Takrat so nastali kremenov pesek, konglomerati in peščena glina. Verjetno se je transgresija nadaljevala skoz ottnangij in karpatij. Prav takrat so bila močna gubanja. Nekoč so imele te kamenine večji obseg, vendar so bile kasneje erodirane.

V badeniju je raziskano ozemlje poplavljeno zopet z morjem. Kot bazalne tvorbe so se odlagali litotamnijski apnenci in apnenčevi konglomerati, navzgor nanje pa lapor, peščeni lapor in apnenčev peščenjak.

V sarmatiju je nastopila brakična sedimentacija in odlagali so se peščeni laporji in lapornata glina.

Skozi panonij je bila osladitev še bolj intenzivna. Tedaj se je tu usedal mehak peščeni lapor.

V spodnjem pliocenu imamo skoraj pretežno sladkovodno sedimentacijo. Nastajal je kremenov pesek z redkimi vložki peščenega laporja.

Po dolinah tukajšnjih rek in potokov so bile v holocenu odložene aluvialne naplavine, ki še vedno nastajajo tako kot tudi pobočni grušč in deluvij.

## Sklep

Na raziskovanem ozemlju sem ugotovil naslednje sedimente:

1. Najstarejše plasti pripadajo klastičnemu razvoju karbona in perma.
2. Na kartiranem ozemlju so prvikrat odkriti skladi grödenske formacije.
3. Spodnjetriasne plasti so prvič dokazane z mikro- in makrofavno. V zbrusku smo dobili foraminifero *Meandrospira pusilla*, med makrofavno pa so bili najdeni školjki *Myophoria costata* in *Eumorphotis venetiana* ter številni polžki rodu *Natica*.
4. Anizijski dolomit je prvič dokazan s foraminiferno favno, ugotovljeni sta *Glomospira* sp. in *Glomospirella* sp.
5. V ladinijskih plasteh so na več mestih Orlice prvič najdene tudi značilne konodontne vrste.
6. Del dolomitov na Orlici je prvič uvrščen v norijsko in retijsko stopnjo. Dachsteinski apnenec v loferski faciji je prav tako prvikrat najden in dokazan z mikrofosili.
7. Nova je nadalje ugotovitev zgornjejurskih in spodnjekrednih plasti, ki vsebujejo nanoplankton. Nasploh prvič je na tem območju ugotovljen apnenec tipa biancone.
8. Flišne aptijsko-albijsko-cenomanijske plasti so delno dokazane z mikrofavno in z nanoplanktonom in so tudi prvič ugotovljene na raziskanem ozemlju.
9. V panonijskih plasteh je ugotovljena številna ostrakodna favna. Na podlagi značilnih vrst se je na obrobju Orlice prvič do sedaj dal ločiti spodnji in zgornji panonij, vendar sta na karti zaradi merila podana skupaj.
10. Na geološki karti so ločene pliocenske plasti in prav tako prvič dokazane z ostrakodi.

## Literatura


Aničić, B. & Juriša M. 1984, Osnovna geološka karta SFRJ, list Rogatec, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Aničić, B. & Juriša, M. 1985, Tolmač za list Rogatec. Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000, 76 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.

Babić, Lj. 1973, Bazenski sedimenti gornjeg titona, beriasa i valendisa zapadno od Bregane. Geološki vjesnik, *26*, 13–27, Zagreb.

Babić, Lj. 1979, Pojave vapnenca s kalpionelidama na Rudnici (Posavske bore, istočna Slovenija), Geološki vjesnik, *31*, 13–20, Zagreb.

Buser, S. 1977, Osnovna geološka karta SFRJ, list Celje, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1979 a, Tolmač lista Celje. Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000, 72 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1979 b, Paleogeografski razvoj osrednjega dela vzhodne Slovenije pred odložitvijo neogenskih plasti. Zbornik radova. IV. godišnji znanstveni skup Znanstvenog savjeta za naftu. Stubičke Toplice 1978, Znanstsveni savjet za naftu JAZU, 71–83. Zagreb.

Buser, S., Pavšič, J. & Aničić, B. 1982, Globokomorske kredne plasti v vzhodni Sloveniji. Zbornik radova. X. Jubilarni kongres geologa Jugoslavije, knj. *1*, 11–23, Budva.

Dreger, J. 1907, Geologische Spezialkarte Rohitsch und Drachenburg. Geol. R. A., Wien.

Dreger, J. 1920, Erläuterungen zur Geologischen Karte Rohitsch und Drachenburg. Geol. S. A., 1–42, Wien.

Duhovnik, J. 1953, Prispevek h karakteristiki magmatskih kamenin Črne gore, njihova starost in razmerje do triadnih magmatskih kamenin v Sloveniji. Geologija *1*, 182–224, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 23–26, Ljubljana.

Germovšek, C. 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 35–44, Ljubljana.

Gorjanović-Kramberger, D. 1904, Tumač geologijske karte Rogatec-Kozje, Zagreb.

Gorjanović-Kramberger, D. 1908, Tumač geologijskoj karti Zagreb, Zagreb.

Grad, K. 1962, Geološke razmere med Rudnico in Savo. Geologija *7*, 113–118, Ljubljana.

Grad, K. 1967, Geologija Kozjanskega. Geografski zbornik *10*, 7–16, Ljubljana.

Hamrla, M. 1955, Geologija Rudnice s posebnim ozirom na rudne pojave. Geologija *3*, 81–109, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1959, Spilitizirani diabazi v vzhodni Sloveniji. Geologija *5*, 152–163, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1979, Petrografski opis vulkanskih vzorcev z Orlice. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1981, Konodontne analize za list Rogatec 1:100.000, 1980. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Kossmat, F. 1906, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, 413 p., Berlin.

Krivic, K. 1979, Konodontne analize vzorcev z lista Rogatec 1:100.000 za leto 1978. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Kuščer, D. 1967, Zagorski tercar. Geologija *10*, 5–85, Ljubljana.

Lipold, M. V. 1858 a, Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain im Jahre 1857. Jahrb. Geol. R. A., *9*, Wien.

Lipold, M. V. 1858 b, Manuskriptna geološka karta lista Krško, Brežice in Samobor, 1:75.000.

Mioč, P. 1975, Prilog poznavanju tektonskih odnosa granične zone Posavskih bora i dinarskog šelfa. 2. godišnji znanstveni skup Znanstvenog savjeta za naftu JAZU, ser. A., knjg. *5*, 223–228, Zagreb.

Munda, M. 1939, Stratigrafske in tektonske prilike v rajhenburški terciarni kadunji. Inavguralna disertacija, Rud. zbor., *3*, 49–124, Ljubljana.

Munda, M. 1940, Starost in nastanek premogovih slojev v Rajhenburgu in Trbovljah. Rud. zbor. *3/4*, Ljubljana.

Nosan, A. 1956, Razvoj oligocena in miocena v Sloveniji. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 47–54, Ljubljana.

Nosan, A. & Grad, K. 1955, Stratigrafske in tektonske razmere na južnem pobočju Bohorja. Geologija *3*, 110–115, Ljubljana.

Ogorelec, B. 1981, Poročilo o sedimentoloških preiskavah karbonatnih kamenin OGK list Rogatec za leto 1980. Rokois. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Oluić, M. 1975, Tektonska analiza graničnog područja SR Hrvatske i SR Slovenije, izvršena na snimcima napravljenim iz satelita ERTS-1. Geološki vjesnik *28*, 87–96, Zagreb.

Pavšič, J. 1979, Poročilo o preiskanem nanoplanktonu iz vzorcev za geološko karto lista Rogatec. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Pleničar, M. & Nosan, A. 1958, Paleogeografija panonskega obrobja v Sloveniji. Geologija *4*, 94–110, Ljubljana.

Prelogović, E. 1970, Neotektonska kretanja u području između Orlice, Samoborske gore i Medvednice. Geološki vjesnik *23*, 151–160, Zagreb.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija *19*, 211–249, Ljubljana.

Protić, M. & Gojković, S. 1965, Odnos Th/U u klastičnim stenama kao indikator geohemijskih facija. I. Simp. iz geohem., Srp. geol. društva, Beograd.

Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geografski vestnik *18*, 139–171, Ljubljana.

Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geografski vestnik *22*, 191–214, Ljubljana.

Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 73–83, Ljubljana.

Ramovš, A. 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jugoslovanski geološki kongres 27–34, Ljubljana.

Ramovš, A. 1958a, Starost »krških skladov« v okolici Krškega. Geologija *4*, 149–151, Ljubljana.

Ramovš, A. 1958b, Starost »velikotrnskih skladov« v okolici Velikega Trna pri Krškem. Razprave SAZU 4, 651–657, Ljubljana.

Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija *13*, 159–173, Ljubljana.

Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija *16*, 379–388, Ljubljana.

Rijavec, L. 1979, Mikropaleontološke raziskave list Rogatec 1:100.000, leto 1978/79. Rokopis. Arhiv geološkega zavoda Ljubljana.

Rijavec, L. & Aničić, B. 1979, Excursion $A_2$, section Trebče-Zagaj near Bistrica – Lower Miocene. 16 th European micropaleontological colloquim, 137–140, Ljubljana.

Rijavec, L., Aničić, B. & Škerlj, Ž. 1979, Ecxursion $A_1$, Section Dekmanca – Bistrica on the Sotla river – Middle and Upper Miocene. 16 th European micropaleontological colloquim, 131–136, Ljubljana.

Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFR Jugoslavije, 1:500.000. Zvezni geološki zavod, 56 p., Beograd.

Silvester, M. 1979, Poročilo o sedimentoloških raziskavah na listu Rogatec v letu 1978. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Stache, G. 1858, Die Neogenen Tertiärbildungen in Unterkrain. Jb. Geol. R. A. *9*, 366–398, Wien.

Stevanović, P. & Škerlj, Ž. 1985, Prilog biostratigrafiji panonsko-pontiskih sedimenata u okolini Videma – Krškog. Zbornik Ivana Rakovca. Razprave IV. razreda SAZU XXVI, 281–304, Ljubljana.

Stur, D. 1864, Bemerkungen über die Geologie der Unter-Steiermark. Jb. Geol. R. A., *14*, 439–445, Wien.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark, 654 p., Graz.

Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1977, Osnovna geološka karta SFRJ, list Zagreb, 1:100.000. Savezni geološki zavod, Beograd.

Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1979, Tumač za list Zagreb. Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000, 81 p., Savezni geološki zavod, Beograd.

Škerlj, Ž. 1979, Mikropaleontološke raziskave panonskih plasti z lista Rogatec 1:100.000 za leto 1978/79. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Šribar, L. 1979, Mikropaleontološke raziskave lista Rogatec 1:100.000 za leto 1978. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Šribar, L. 1981, Kredne plasti v vzodnih podaljških Karavank in Posavskih gub. Geologija *24/2*, 303–317, Ljubljana.

Tornquist, A. 1918, Das Erdbeben von Rann an der Save, vom 29. Jänner 1917. Mitt. der Erdbeben-Kommission, N. F. 52, Akad. d. Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturwiss. Klasse, Wien.

Vetters, H. 1922/23, Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebieten 1:750.000, Wien.

Winkler, A. 1924, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges., *16*, 1–320, Wien.

Zollikofer, Th. 1861–62, Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Theiles von Unter-Steiermark. Jb. Geol. R. A., *12*. 311–366, Wien.

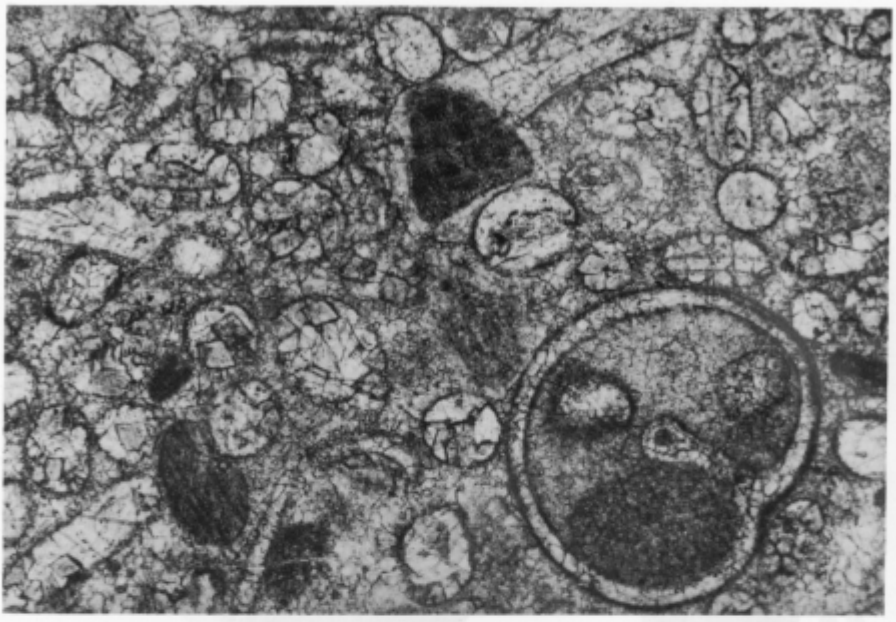
Žlebnik, L. 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnskih skladov. Geologija *4*, 79–93, Ljubljana.

**Tabla 1 – Plate 1**

*1* Delno dolomitizirani oosparitni apnenec s fosili ob cesti Goli vrh–Pečice, skitska serija; povečano 50 ×
Partly dolomitized fossiliferous oosparitic limestone of the Scythian age along the road from Goli vrh to Pečice. × 50

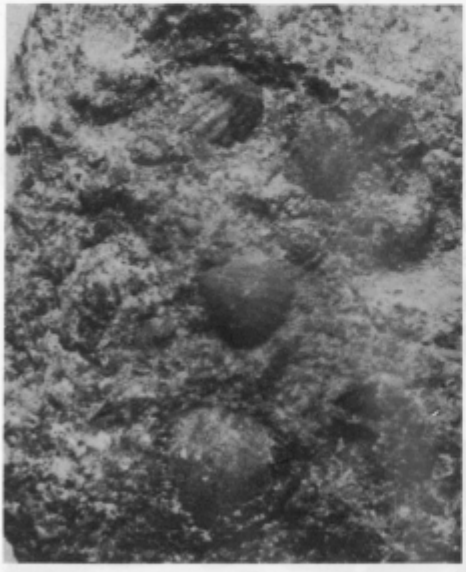
*2* *Myophoria costata* Zenker
Nad Pečicami v zgornjeskitskem apnencu; povečano 2,5 ×
The Upper Scythian limestone of Pečice × 2.5

*3* *Meandrospira pussila* (Ho)
Nad Pečicami, spodnji trias; povečano 300 ×
The Lower Triassic of Pečice × 300



1

2



3

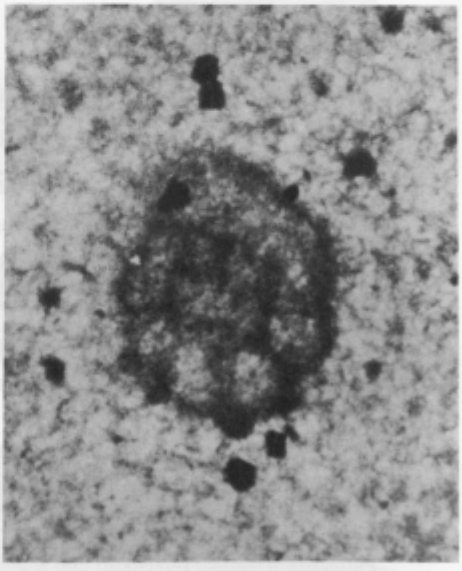


**Tabla 2 – Plate 2**

Ladinijski konodonti z jugozahodnega področja Orlice

The Ladinian conodonts from the SW slopes of the Orlica mountain

*1* *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede)
Orliški potok: povečano 100 ×
Orliški potok. × 100

*2* *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *spengleri* (Huckriede)
Kunej; povečano 90 ×
Kunej. × 90

*3 a, 3 b* *Epigondolella mungoensis* (Diebel)
Orliški potok. *3 a* – lateralno, *3 b* – aboralno; povečano 130 ×
Orliški potok; lateral and aboral views. × 130

*4* *Gladigondolella malayensis* Nogami
Padežnik. Oralno; povečano 200 ×
Padežnik. Oral view. × 200

Primerke je na elektronskem mikroskopu posnel K. Drašlar. (Institut za biologijo Univerze v Ljubljani)

Scanning electron micrographs were taken by K. Drašlar. (The Institute of Biology, University of Ljubljana)

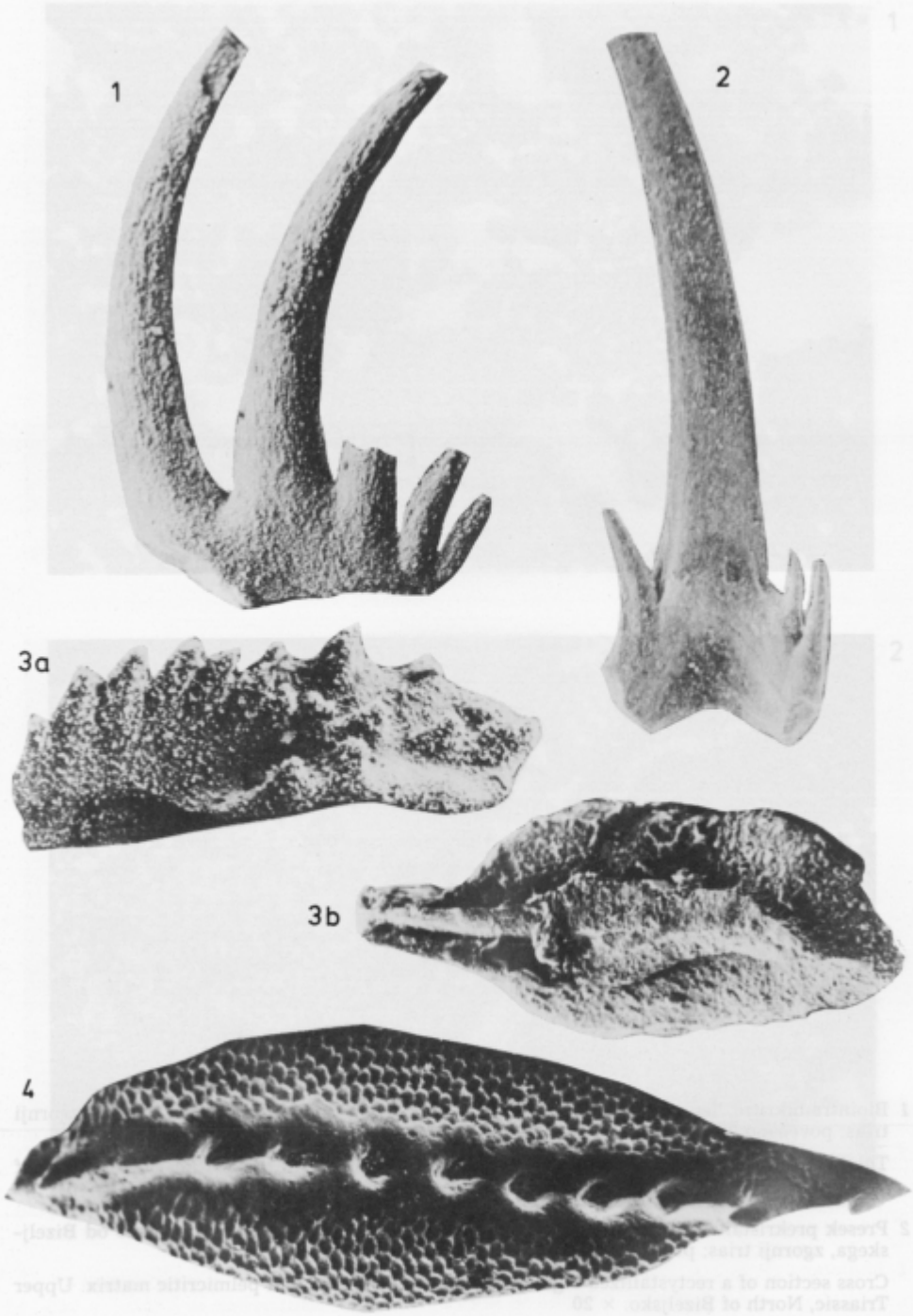

1
2
3a
3b
4

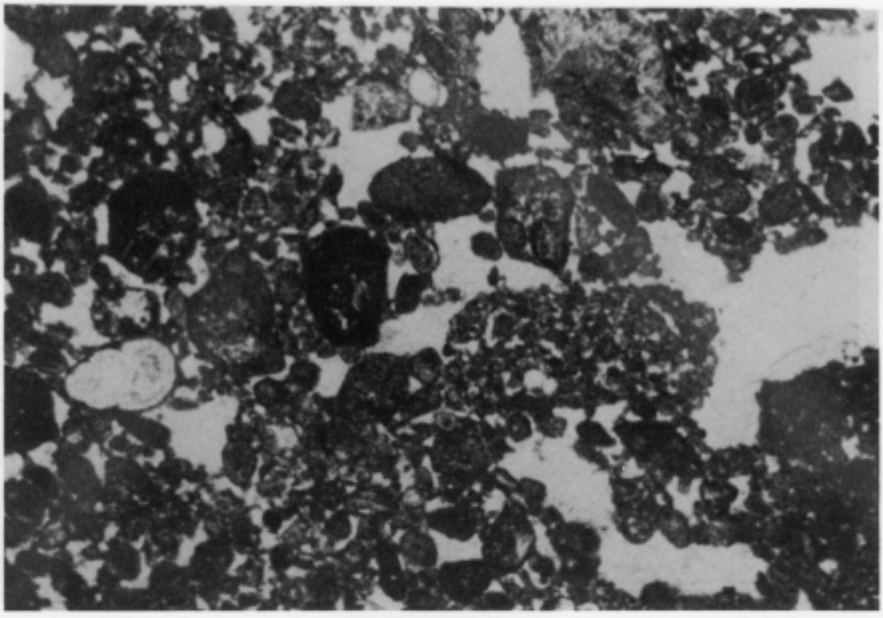
**Tabla 3 – Plate 3**

*1* Biointramikritni, izprani apnenec z izsušitvenimi porami. Severno od Bizeljskega, zgornji trias; povečano 20 ×

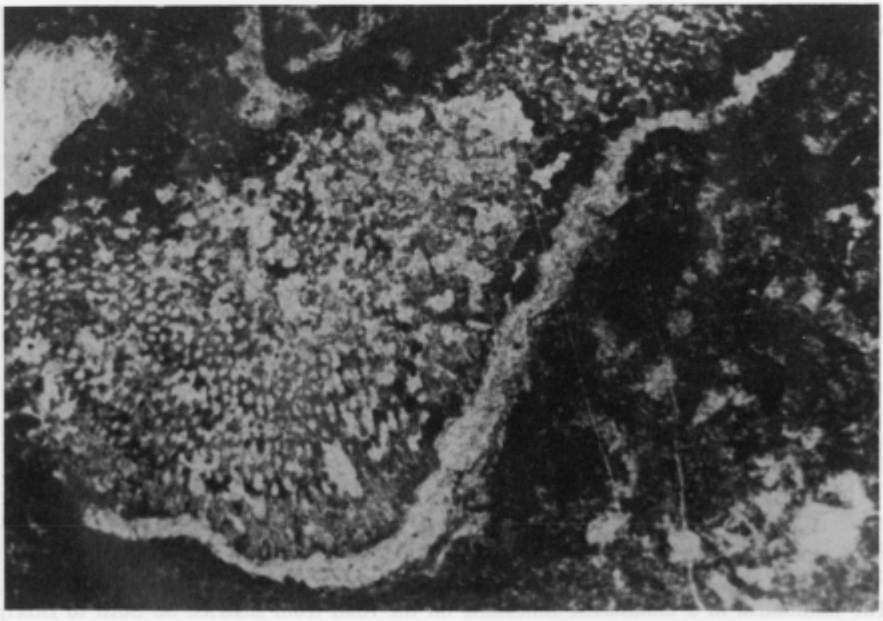
The Upper Triassic biomicritic limestone, washed-out and with dessication pores. North of Bizeljsko. × 20

*2* Presek prekristalizirane alge iz skupine kodiaceje v pelmikritni osnovi. Severno od Bizeljskega, zgornji trias; povečano 20 ×

Cross section of a rectystallized alga of the Codiaceae group, in a pelmicritic matrix. Upper Triassic, North of Bizeljsko. × 20



1



2

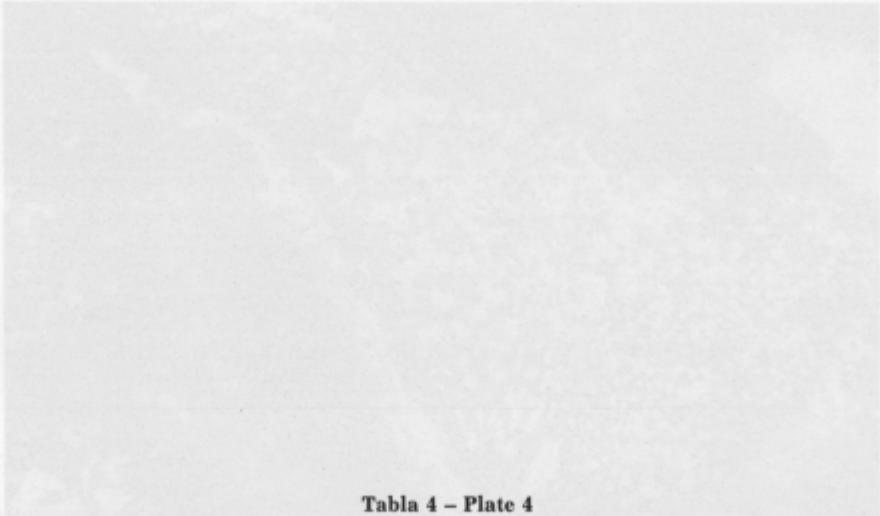


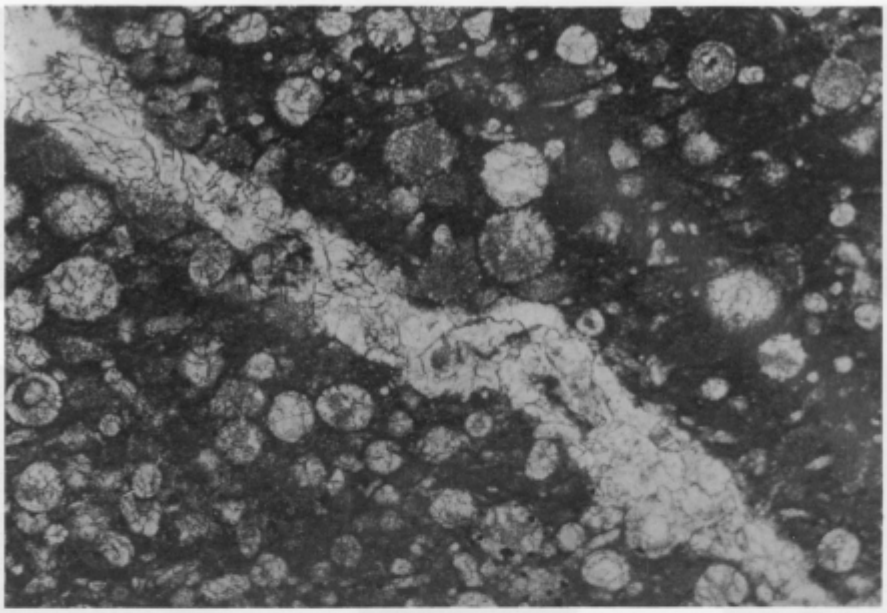
**Tabla 4 – Plate 4**

*1* Radiolariji v biomikritnem apnencu. Ob cesti Bistrica ob Sotli-Bizeljsko, hauterivij-aptij; povečano 50 ×

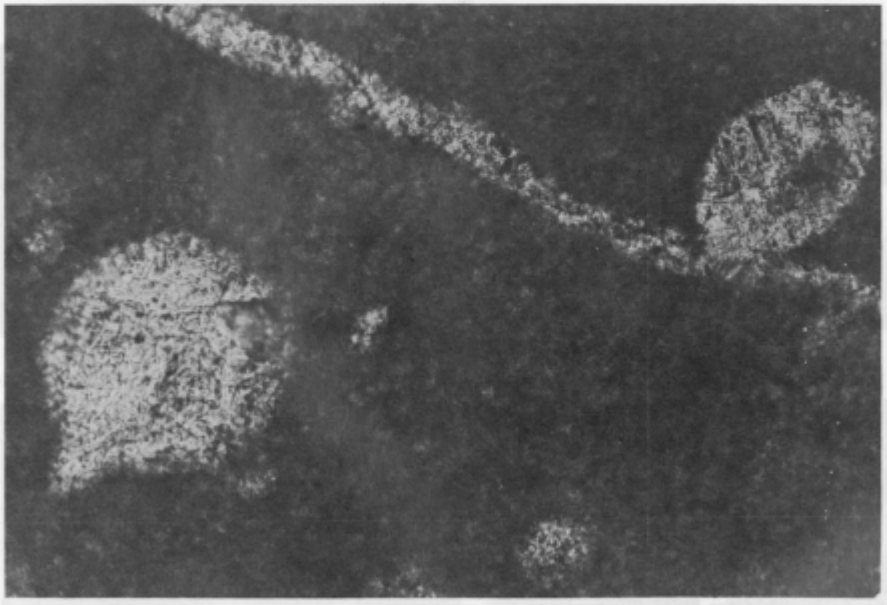
The Radiolaria in a biomicritic limestone on the road from Bistrica ob Sotli to Bizeljsko. Hauterivian to Aptian. × 50

*2* Radiolaria ob cesti Bistrica ob Sotli-Bizeljsko, hauterivij-aptij; povečano 165 ×

Radiolaria on the road from Bistrica ob Sotli to Bizeljsko. Hauterivian to Aptian. × 165



1



2

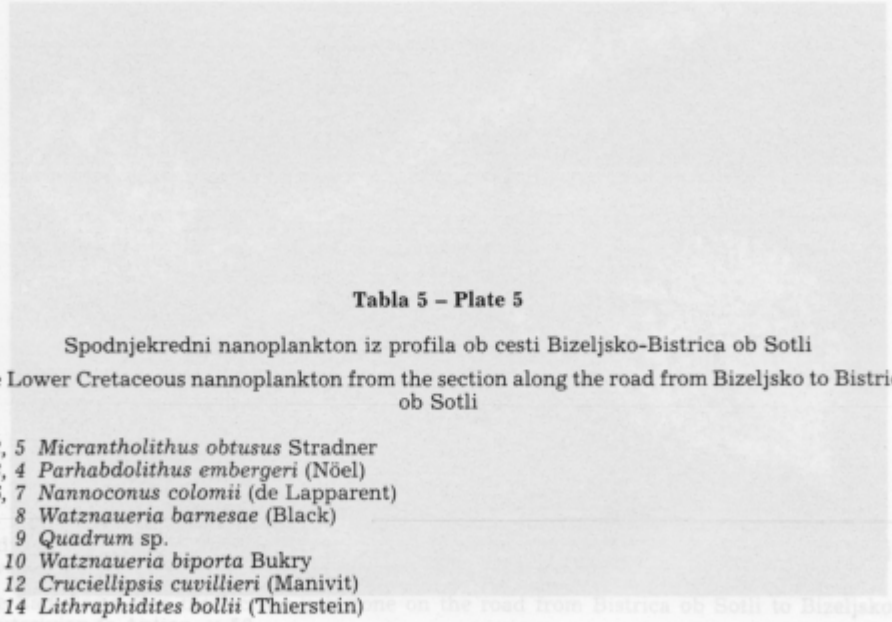


**Tabla 5 – Plate 5**

Spodnjekredni nanoplankton iz profila ob cesti Bizeljsko-Bistrica ob Sotli

The Lower Cretaceous nannoplankton from the section along the road from Bizeljsko to Bistrica ob Sotli

*1, 2, 5 Micrantholithus obtusus* Stradner
*3, 4 Parhabdolithus embergeri* (Nöel)
*6, 7 Nannoconus colomii* (de Lapparent)
*8 Watznaueria barnesae* (Black)
*9 Quadrum* sp.
*10 Watznaueria biporta* Bukry
*11, 12 Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit)
*13, 14 Lithraphidites bollii* (Thierstein)

Sliki *7* in *14* pri navadni svetlobi, vse druge pod navzkrižnimi nikoli; povečano 3000 ×

The photomicrographs *7* and *14* are taken in normal light, the rest of them under crossed nicols. × 3000

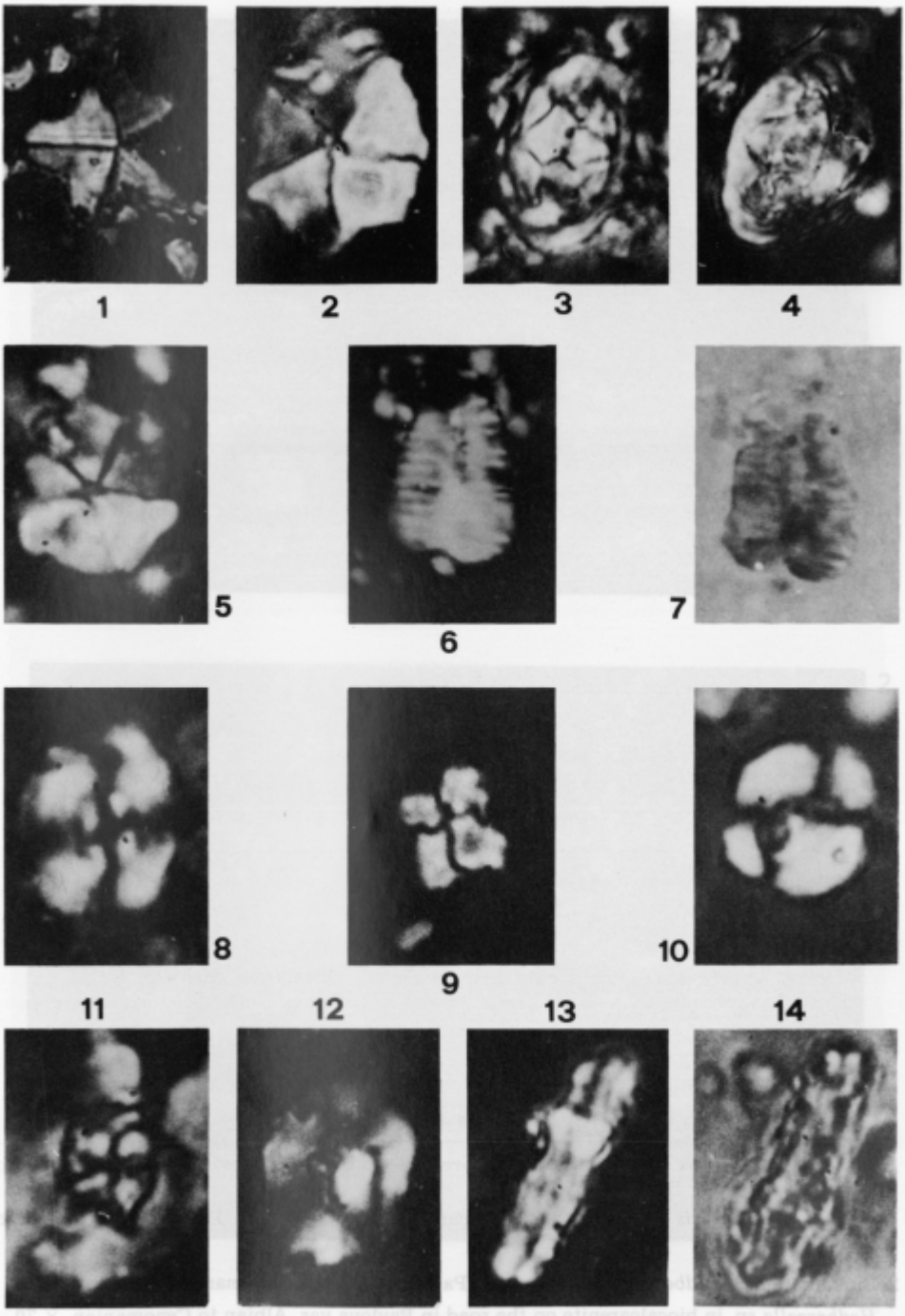

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

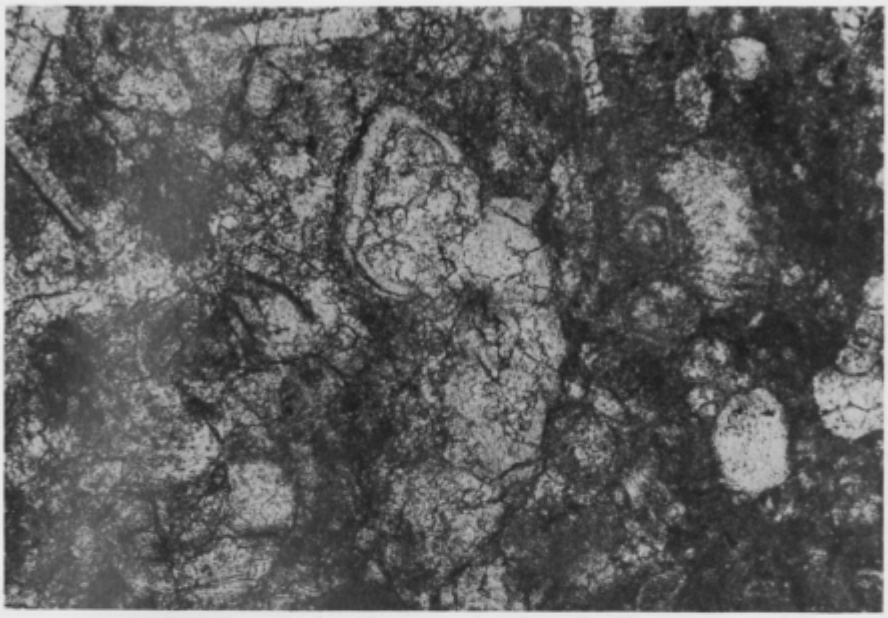
**Tabla 6 – Plate 6**

1 *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) v biokalkarenitu. Ob cesti v Pavlovi vasi, albij-cenomanij; povečano 70 ×

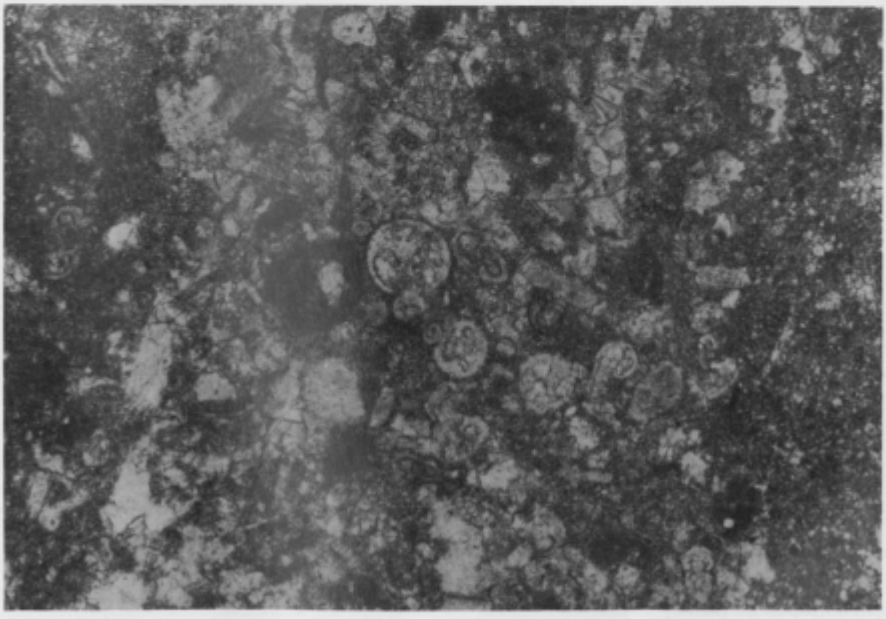
*Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) in biocalcarenite on the road in Pavlova vas. Albian to Cenomanian. × 70

2 Biokalkarenit s *Hedbergella* sp. Ob cesti v Pavlovi vasi, albij-cenomanij; povečano 70 ×

*Hedbergella* sp. in biocalcarenite on the road in Pavlova vas. Albian to Cenomanian. × 70



1



2

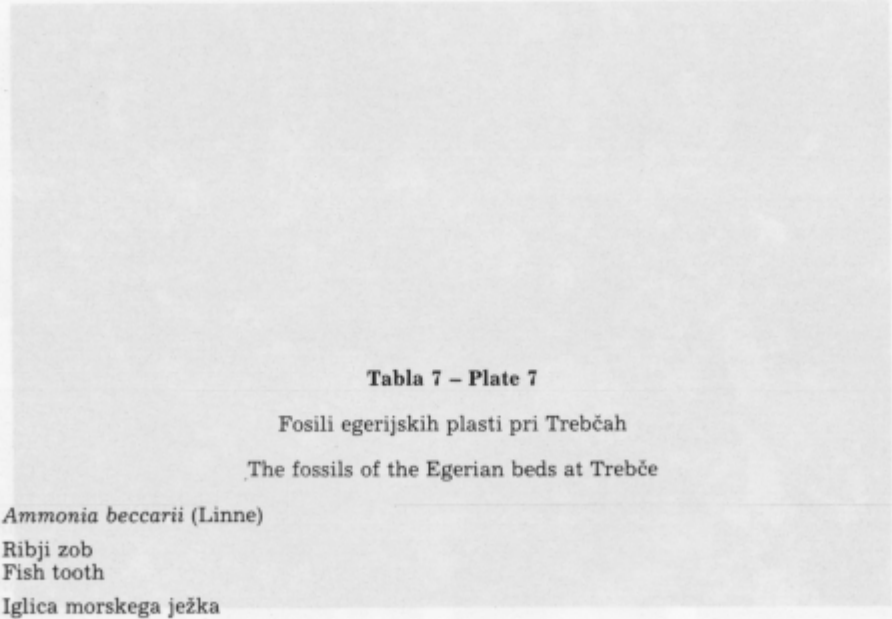


**Tabla 7 – Plate 7**

Fosili egerijskih plasti pri Trebčah

The fossils of the Egerian beds at Trebče

*1* *Ammonia beccarii* (Linne)

*2* Ribji zob
Fish tooth

*3* Iglica morskega ježka
Spine of an echinoid

Povečano 30 ×
× 30


1
2
1
3

**Tabla 8 – Plate 8**

Foraminifere spodnjebadenijskih plasti pri Gorenji vasi (Bizeljsko)

The foraminifers of the Lower Badenian beds at Gorenja vas (Bizeljsko)

*1 Dentalina elegans* d'Orbingy
*2 Glandulina laevigata* d'Orbigny
*3 Vaginulinopsis pedum* (d'Orbigny)
*4 Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny
*5 Globigerina bulloides* d'Orbigny
*6 Melonis pompiloides* (d'Orbigny)

Povečano 20 ×
× 20

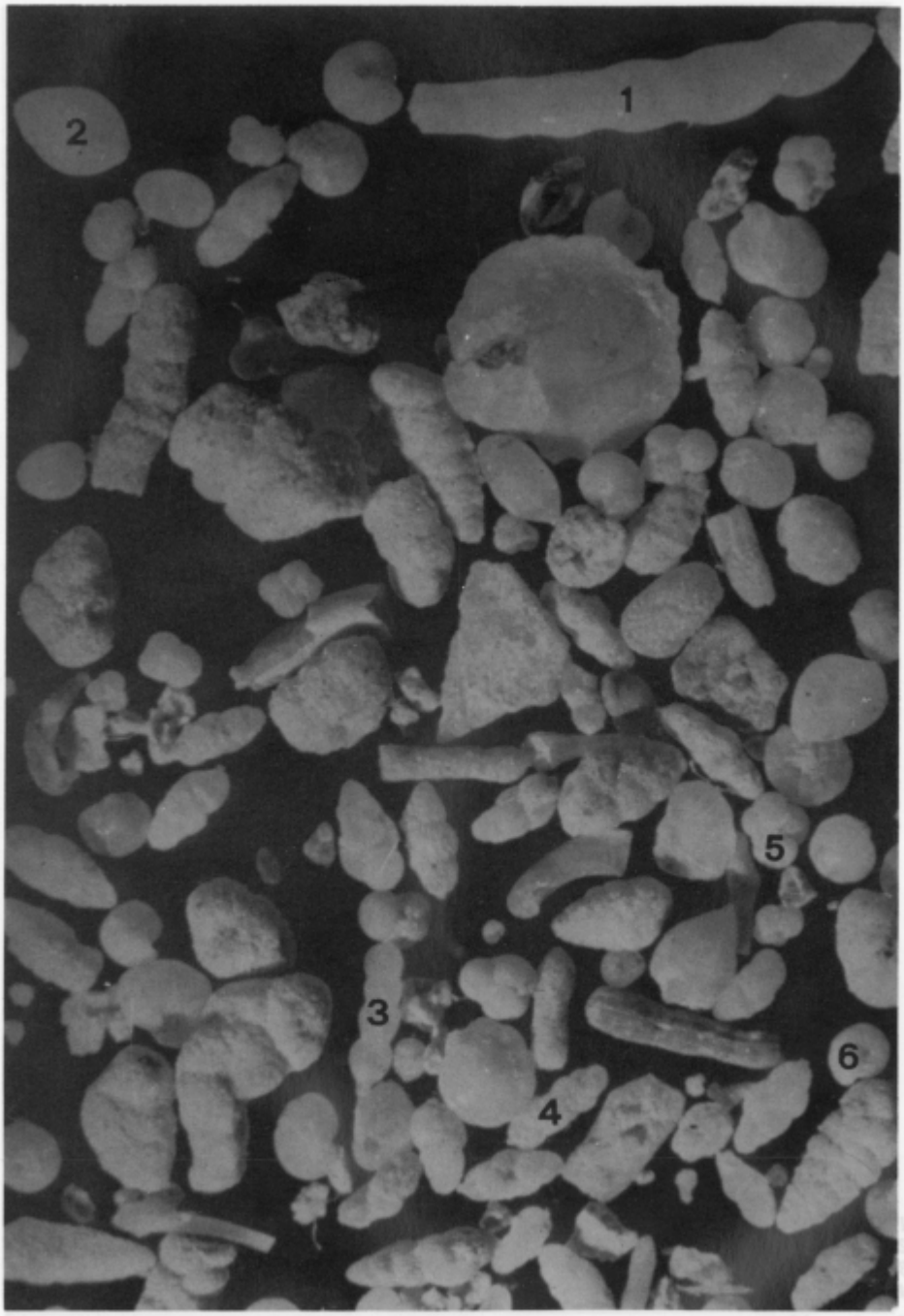

1
2
3
4
5
6

**Tabla 9 – Plate 9**

Foraminifere srednjebadenijskih plasti pri Trebčah

The foraminifers of the Middle Badenian beds at Trebče

*1 Uvigerina venusta liesingensis* Toula
*2 Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny
*3 Pavonitina styriaca* Schubert
*4 Bathysiphon taurinensis* Sacco

Povečano 15 ×
× 15


3
1
1
2
2
4

**Tabla 10 – Plate 10**

Foraminifere zgornjebadenijskih plasti pri Sv. Vidu (Bizeljsko)

The foraminifers of the Upper Badenian beds at Sv. Vid (Bizeljsko)

*1 Uvigerina venusta liesingensis* Toula
*2 Uvigerina venusta venusta* Franzenau
*3* Iglice morskih ježkov
Spine of echinoids

Povečano 30 ×
× 30


2
2
2
3
3
1
1

**Tabla 11 – Plate 11**

Spodnjepanonijska ostrakodna mikrofavna Bizeljskega

The Lower Pannonian ostracode microfauna of Bizeljsko

1 *Hungarocypris auriculata* (Reuss)
Zunanja stran desne lupine. Podgorje; povečano 50 ×
Exterior of the right valve. Podgorje. × 50

2 *Leptocythere (Amnicythere) miscere* Krstić
Zunanja stran desne lupine. Pavlova vas; povečano 100 ×
Exterior of the right valve. Pavlova vas. × 100

3 *Candona* (*Candona*) cf. *postsarmatica* Krstić
Zunanja stran leve lupine. Pavlova vas; povečano 75 ×
Exterior of the left valve. Pavlova vas. × 75

Zgornjepanonijska ostrakodna mikrofavna Bizeljskega in severno od Bistrice ob Sotli
The Upper Pannonian ostracode microfauna of Bizeljsko and north of Bistrica ob Sotli

4 *Candona* (*Serbiella*) cf. *unguiculus* (Reuss)
Zunanja stran leve lupine. Drenovec; povečano 60 ×
Exterior of the left valve. Drenovec. × 60

5 *Hemicytheria croatica* Sokač
Zunanja stran leve lupine. Podgorje; povečano 50 ×
Exterior of the left valve. Podgorje. × 50

6 *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pokorny sensu Sokač
Zunanja stran desne lupine. Bistrica ob Sotli; povečano 60 ×
Exterior of the right valve. Bistrica ob Sotli. × 60



1



2



3



4



5



6

GEOLOGIJA *33*, 289–298 (1990), Ljubljana

UDK 551.791:556.32(497.12) = 863

# Vpliv geoloških dogajanj v pleistocenu na površinske in podzemne vode

## Influence of geological events on surficial and underground waters during the Pleistocene

*Ljubo Žlebnik*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

Menjavanje hladnih in toplih obdobij v pleistocenu je močno vplivalo na podzemne vode v kraških in prodnih vodonosnikih v Sloveniji. Velika znižanja gladine Jadranskega morja v hladnih obdobjih so povzročila postopno poglabljanje podzemnih vodnih tokov na Primorskem krasu globoko pod sedanjo morsko gladino. V dolini reke Save se je v hladnih obdobjih gladina podzemne vode v prodnih naplavinah zaradi močnega rečnega nasipanja dvignila in delno sprala v prejšnjih toplih obdobjih odložene in že nekoliko sprijete prodne plasti. V toplih obdobjih se je gladina zaradi rečne erozije znižala, proces sprijemanja proda pa se je nadaljeval. V geoloških profilih v dolini Save je bilo ugotovljeno veliko število dobro sprijetih prodnih plasti, med katere so vložene zelo porozne in slabo sprijete plasti. To kaže na številne močne klimatske spremembe v pleistocenskem obdobju.

**Abstract**

Alternation of the cool and warm periods during the Pleistocene strongly affected the underground waters in the karstic and gravel aquifers of Slovenia. Great lowering of the Adriatic sea level during cool periods caused gradual deepening of the groundwater flows of the Slovenian littoral karst region deep below the present sea level. In the Sava river walley the groundwater level in gravel deposits has risen because of strong river unloading. Simultaneously the gravel beds modestly cemented during the warm periods were partly washed out. During the warm periods the river erosion lowered the groundwater level whereas the process of the gravel cementation continued. In the Sava river walley there are numerous well cemented gravel beds intercalated with very porous and poorly cemented layers indicating a number of strong climatic changes in the course of the Pleistocene period.

### Splošni pregled geoloških dogajanj v pleistocenu

V pleistocenu je bilo geološko preoblikovanje površja Zemlje zelo hitro in močno zaradi velikih tektonskih premikanj in pospešenih morfoloških procesov, pogojenih s pogostnimi velikimi klimatskimi spremembami. V hladnih poledenitvenih obdobjih so se razvili v severni Evropi in Ameriki kot tudi v Alpah in drugih visokih gorovjih

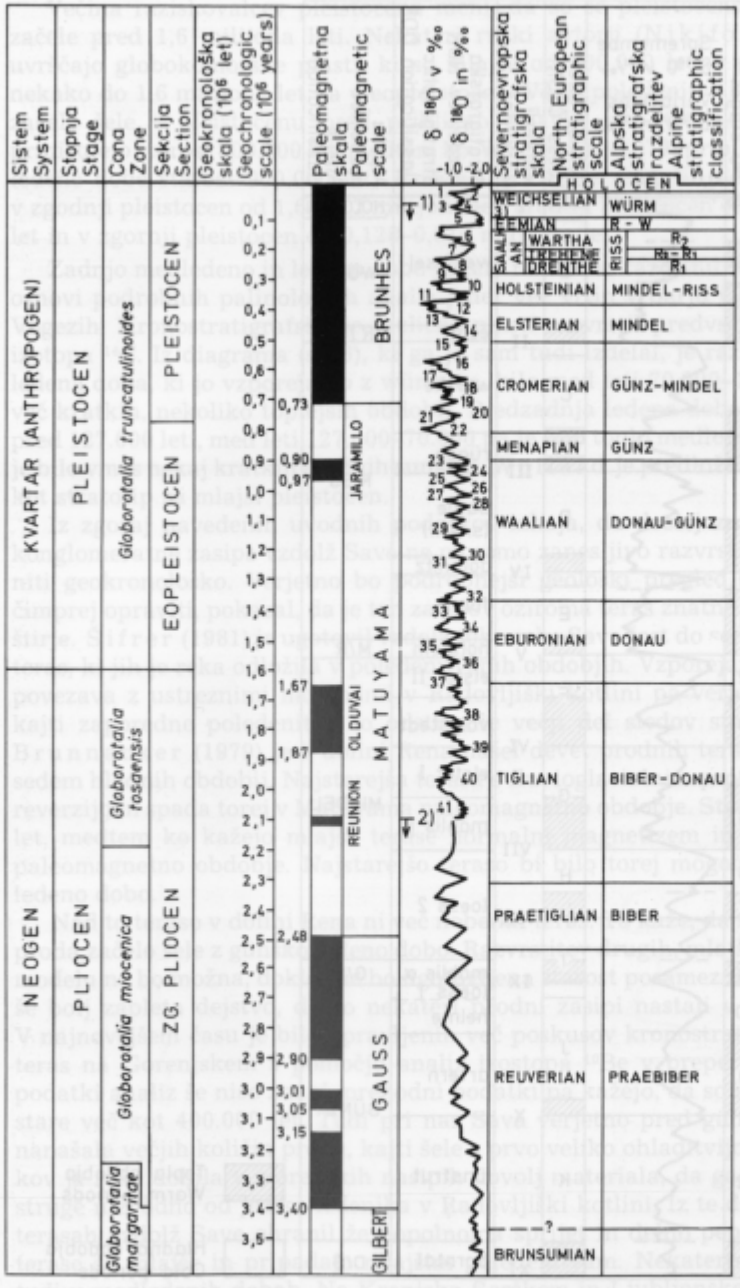
obsežni ledeni pokrovi, s katerih so segali tudi v nižje predele številni dolinski ledeniki. V vmesnih toplejših, medledenih in medstadialnih obdobjih so ledeniki skoraj povsem izginili ali pa so se močno zmanjšali. Prevladuje prepričanje, da je bilo potrebno za nastanek 2,5 km debelega skandinaskega ledenega pokrova 15.000 let hladne klime. Manjši in tanjši ledeniki, npr. do 400 m debeli ledeni pokrov na severnem Škotskem, se je v Loch Lomond hladnem obdobju pred približno 10.500 leti razvil v 1000 letih. Razvoj ledenikov v Alpah je ozko povezan z močno znižano mejo večnega snega. Pri nas je bila le-ta v zadnji poledenitveni dobi na višini okrog 1500 m, na kar sklepamo po morenah krniških ledenikov. Na osnovi opazovanj ledeniških moren, fluvioglacialnih prodnih zasipov oziroma teras ter jezerskih in barjanskih sedimentov sta Penck in Brückner (1909) razdelila pleistocensko obdobje na štiri ledene dobe: günz, mindel, riss in würm ter na tri medledene dobe. Holocen prišteva večina raziskovalcev kvartarja v zadnjo medledeno dobo.

Leta 1930 je Eberl dodal še eno starejšo ledeno dobo – donau, nato pa Schafer (1953) še biber ledeno dobo. To je klasični alpski model razdelitve pleistocenskega obdobja, ki se je močno uveljavil tako v srednji Evropi kot drugod po svetu. Tudi v severni Evropi so geologi sprva ugotovili glacialne sedimente štirih ledenih dob in interglacialne plasti treh medledenih dob. Kasnejše raziskave so pokazale, da so ponekod ohranjeni sedimenti še starejših ledenih in medledenih dob.

V Sloveniji je večina geologov in geografov privzela Penckovo in Brücknerjevo razdelitev pleistocena, čeprav so Ampferer (1917), za njim pa tudi Rakovec (1956) in Ilešič (1935) zagovarjali povsem drugo teorijo. Velik del mlajšega prodnega zasipa so uvrstili v zadnjo medledeno dobo, konglomeratne zasipe pa v starejši pleistocen oziroma celo v predkvartarno dobo. V članku iz l. 1971 sem uvrstil (Žlebnik, 1971) pleistocenske morenske in fluvioglacialne zasipe v štiri različne litostratigrafske enote (starejši, srednji in mlajši konglomeratni zasip ter prodni zasip) in jim pripisal günško, mindelsko, riško in würmsko starost. Pri razvrstitvi zasipov sem se opiral na njihovo višinsko lego v terasah, na sprijetost proda, skraselost površja teras ter debelino preperinskega pokrova. Kronostratigrafsko teh zasipov nisem mogel razvrstiti. V času, ko sem raziskoval te zasipe, pri nas še niso bile poznane metode določanja absolutne starosti na osnovi vsebnosti raznih izotopov kot tudi ne druge modernejše metode, ki jih danes geologi uporabljajo pri raziskavah pleistocenskih plasti, kot npr. paleomagnetizem.

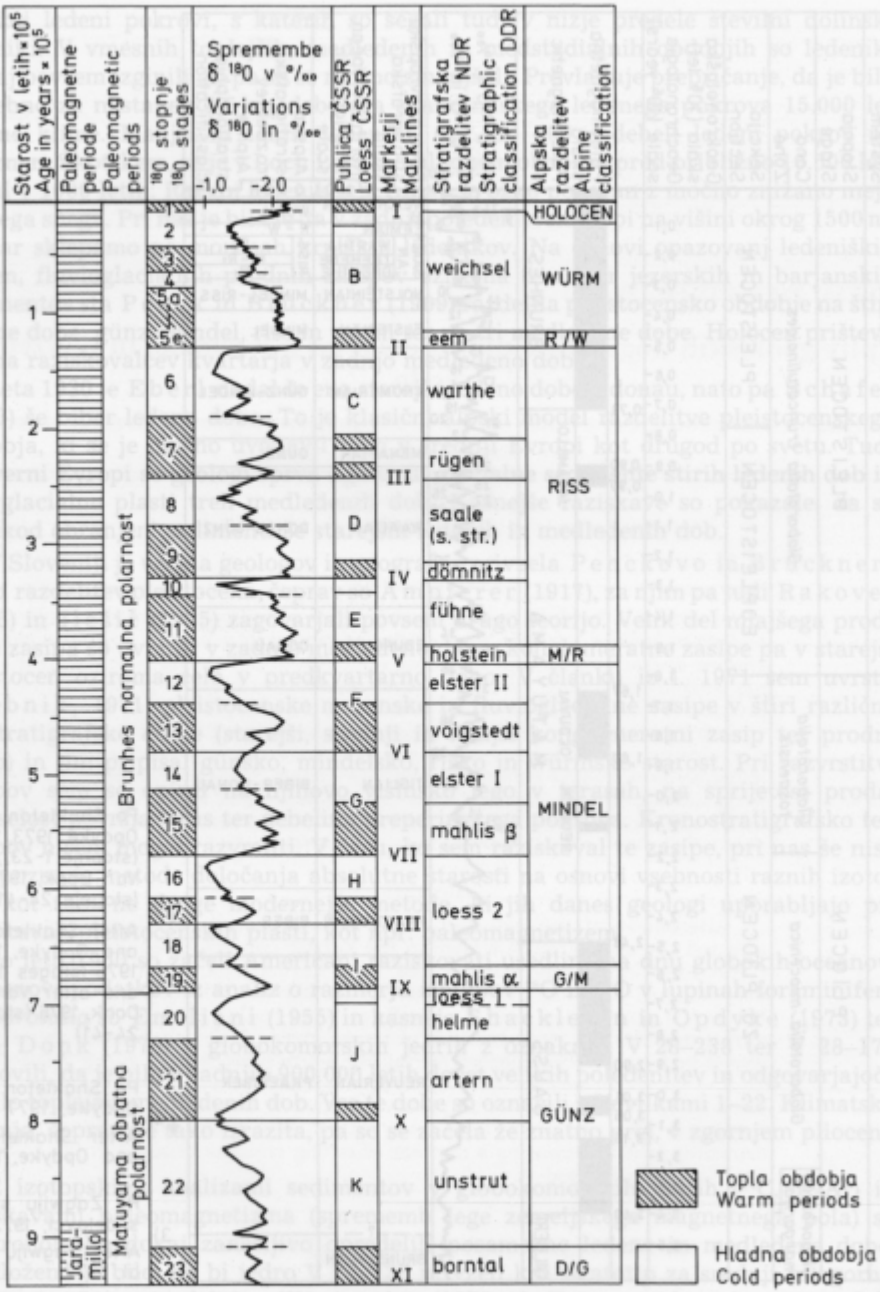
Po letu 1950 so začeli Američani raziskovati usedline na dnu globokih oceanov. Na osnovi podatkov iz analiz o razmerju izotopov $^{18}O$ in $^{16}O$ v lupinah foraminifere *Globorotalia* so Emiliani (1955) in kasneje Shackleton in Opdyke (1973) ter Van Donk (1976) v globokomorskih jedrih z oznakami V 28–238 ter V 28–179 ugotovili, da je bilo v zadnjih 900.000 letih devet velikih poledenitev in odgovarjajoče število toplejših medledenih dob. Vse te dobe so označili s številkami 1–22. Klimatska nihanja, čeprav ne tako izrazita, pa so se začela že znatno prej, v zgornjem pliocenu (sl. 1).

Z izotopskimi analizami sedimentov v globokomorskih jedrih ($^{14}C$, K/Ar) in raziskavami paleomagnetizma (sprememb lege zemeljskega magnetnega pola) so geokronološko dokaj zanesljivo opredelili posamezne ledene in medledene dobe. Predloženo je bilo, da bi jedro V 28–238 privzeli kot stratotip za srednji in zgornji pleistocen. Iz razpredelnice Wieganka (1979, sl. 2) je razvidno, da se je začela poledenitev, ki po alpskem modelu odgovarja günzu, pred približno 900.000 leti. Tako günška ledena doba kot tudi kasnejše – mindelska, riška in würmska – so imele 2–4 hladna obdobja (poledenitve) in vmesne toplejše dobe.




Sl. 1. Stratigrafska razdelitev pleistocena in zgornjega pliocena na osnovi podatkov globokomorskih vrtin in podatkov na kopnem (po Nikiforova, Kind & Krasnov, 1984)

Fig. 1. Stratigraphic classification of the Pleistocene and Upper Pliocene, based on the deep-sea boreholes and continental data (after Nikiforova, Kind & Krasnov, 1984)




Sl. 2. Stratigrafska in geokronološka korelacija pleistocenskih obdobij na osnovi podatkov globokomorskih vrtin in podatkov na kopnem (po Wiegank, 1979)

Fig. 2. Stratigraphic and geochronologic correlation of the Pleistocene periods, based on the deep-sea boreholes and continental data (after Wiegank, 1979)

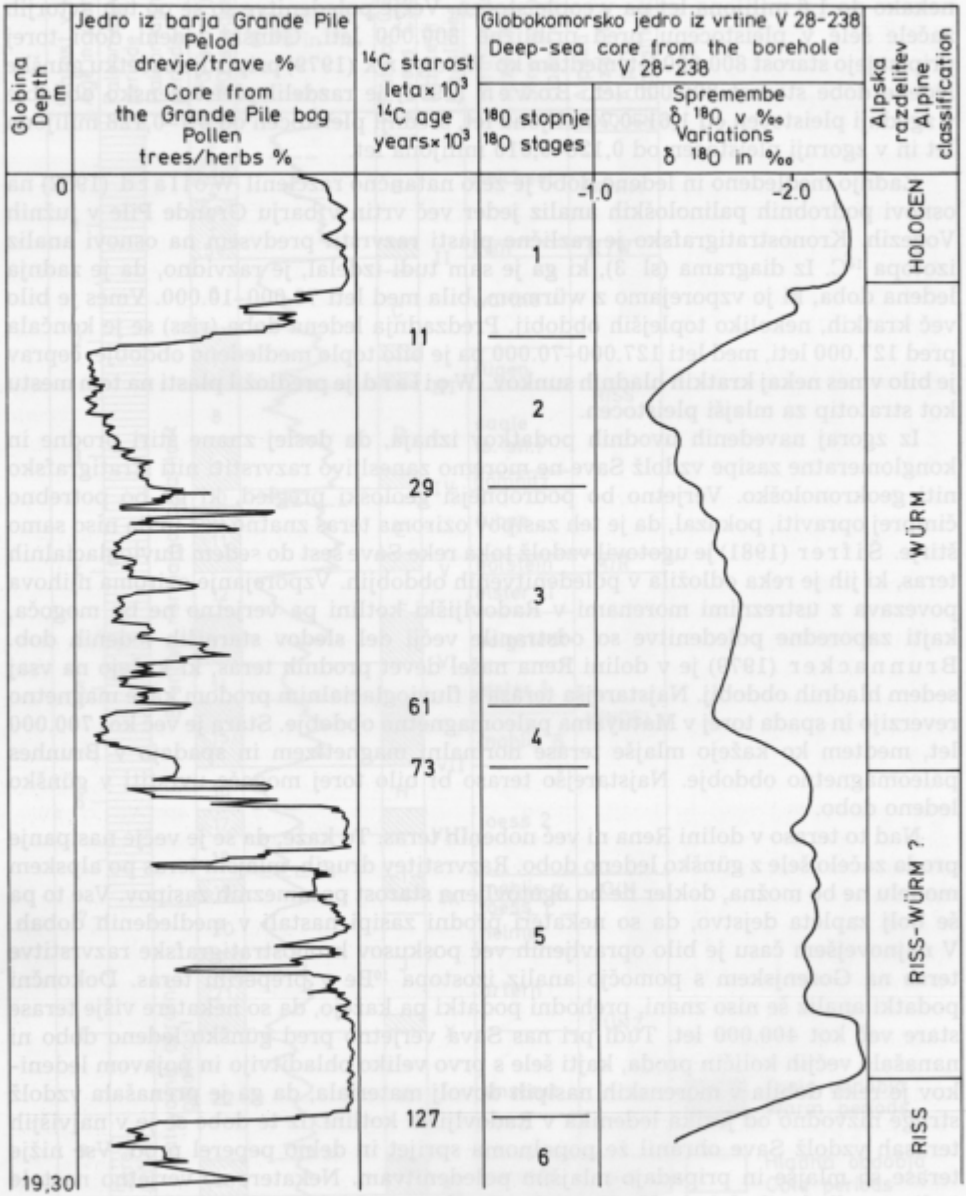
Večina raziskovalcev pleistocena meni, da so se pleistocenske ohladitve klime začele pred 1,6 milijona leti. Nekateri ruski avtorji (Nikiforova et al., 1984) uvrščajo globokomorske plasti, ki so mlajše od 800.000 let, v pleistocen, starejše, nekako do 1,6 milijona let pa v eopleistocen. Večje poledenitve so se po teh avtorjih začele šele v pleistocenu pred približno 800.000 leti. Günški ledeni dobi torej pripisujejo starost 800.000 let, medtem ko Wiegank (1979) pripisuje začetku günške ledene dobe starost 900.000 let. Bowen (1978) je razdelil pleistocensko obdobje v zgodnji pleistocen od 1,61–0,7 milijona let, srednji pleistocen od 0,7–0,128 milijona let in v zgornji pleistocen od 0,128–0,010 milijona let.

Zadnjo medledeno in ledeno dobo je zelo natančno razčlenil Woilard (1982) na osnovi podrobnih palinoloških analiz jeder več vrtin v barju Grande Pile v južnih Vogezih. Kronostratigrafsko je različne plasti razvrstil predvsem na osnovi analiz izotopa $^{14}C$. Iz diagrama (sl 3), ki ga je sam tudi izdelal, je razvidno, da je zadnja ledena doba, ki jo vzporejamo z würmom, bila med leti 70.000–10.000. Vmes je bilo več kratkih, nekoliko toplejših obdobij. Predzadnja ledena doba (riss) se je končala pred 127.000 leti, med leti 127.000–70.000 pa je bilo toplo medledeno obdobje, čeprav je bilo vmes nekaj kratkih hladnih sunkov. Woilard je predložil plasti na tem mestu kot stratotip za mlajši pleistocen.

Iz zgoraj navedenih uvodnih podatkov izhaja, da doslej znane štiri prodne in konglomeratne zasipe vzdolž Save ne moremo zanesljivo razvrstiti niti stratigrafsko niti geokronološko. Verjetno bo podrobnejši geološki pregled, ki ga bo potrebno čimprej opraviti, pokazal, da je teh zasipov oziroma teras znatno več in da niso samo štirje. Šifrer (1981) je ugotovil vzdolž toka reke Save šest do sedem fluvioglacialnih teras, ki jih je reka odložila v poledenitvenih obdobjih. Vzporejanje oziroma njihova povezava z ustreznimi morenami v Radovljiški kotlini pa verjetno ne bo mogoča, kajti zaporedne poledenitve so odstranile večji del sledov starejših ledenih dob. Brunnacker (1979) je v dolini Rena našel devet prodnih teras, ki kažejo na vsaj sedem hladnih obdobij. Najstarejša terasa s fluvioglacialnim prodom kaže magnetno reverzijo in spada torej v Matuyama paleomagnetno obdobje. Stara je več kot 700.000 let, medtem ko kažejo mlajše terase normalni magnetizem in spadajo v Brunhes paleomagnetno obdobje. Najstarejšo teraso bi bilo torej mogoče uvrstiti v günško ledeno dobo.

Nad to teraso v dolini Rena ni več nobenih teras. To kaže, da se je večje nasipanje proda začelo šele z günško ledeno dobo. Razvrstitev drugih, mlajših teras po alpskem modelu ne bo možna, dokler ne bo ugotovljena starost posameznih zasipov. Vse to pa še bolj zapleta dejstvo, da so nekateri prodni zasipi nastali v medledenih dobah. V najnovejšem času je bilo opravljenih več poskusov kronostratigrafske razvrstitve teras na Gorenjskem s pomočjo analiz izostopa $^{10}Be$ v preperini teras. Dokončni podatki analiz še niso znani, prehodni podatki pa kažejo, da so nekatere višje terase stare več kot 400.000 let. Tudi pri nas Sava verjetno pred günško ledeno dobo ni nanašala večjih količin proda, kajti šele s prvo veliko ohladitvijo in pojavom ledenikov je reka dobila v morenskih nasipih dovolj materiala, da ga je prenašala vzdolž struge nizvodno od jezika ledenika v Radovljiški kotlini. Iz te dobe se je v najvišjih terasah vzdolž Save ohranil že popolnoma sprijet in delno peperel prod. Vse nižje terase so mlajše in pripadajo mlajšim poledenitvam. Nekatere so verjetno nastale tudi v medledenih dobah. Na Kranjsko-Sorškem in Ljubljanskem polju so se posamezni prodni zasipi zaradi grezanja nalagali eden na drugega, tako da je najgloblje ležeči zasip najstarejši. Koliko je bilo pri nas poledenitev in z njimi povezanih fluvioglacialnih prodnih zasipov, bodo pokazale nadaljnje podrobnejše raziskave

teras vzdolž Save. Dokler teh podatkov ni, je najbolj umestno, da obdržimo stratigrafsko razčlenitev na tri konglomeratne in en prodni zasip ter njihovo uvrstitev v günz, mindel, ris in würm.




Sl. 3. Stratigrafska in geokronološka korelacija klimatskih nihanj za mlajši pleistocen (po Woilard, 1982)

Fig. 3. Stratigraphic and geochronologic correlation of the climatic oscillations for the Late Pleistocene (after Woilard, 1982)

### Vpliv menjave toplih in hladnih obdobij na hidrogeološke razmere v pleistocenu

V pliocenski dobi je bilo podnebje precej toplejše kot v pleistocenu, vendar so se tudi takrat menjavala toplejša obdobja z nekoliko hladnejšimi. Pri morfološkem oblikovanju površja sta prevladovali erozija in uravnavanje, kajti Alpe in obrobje sta se v glavnem dvigala, le vmesne tektonske udorine so se v primerjavi z okoliškim dvigajočim se ozemljem grezale ali pa so zastajale. Površje je bilo poraščeno z gozdom do velikih višin, hudourniško nanašanje je bilo neznatno, zato reke niso imele materiala, ki bi ga prenašale in odlagale. Vsa vodna sila je bila usmerjena v zarezovanje in uravnavanje površja. Vzdolž rečnega toka ni bilo prodnih zasipov, kjer bi se zbirale večje količine podzemnih voda. Tudi v hribinah so se zbirale le majhne količine podzemnih voda. Zaradi močne erozije površinskih vodotokov in uravnave površja je bila vrhnja preperela in prepustna plast, kjer se je zbirala podzemna voda, sproti odnesena. V nepreperelih hribinah pa se ne morejo akumulirati večje količine podzemnih voda zaradi njihove male poroznosti in prepustnosti. V obsežnih apnenčevih masivih, ki sestavljajo kras, se je s stalnim vrezovanjem rek zniževala tudi erozijska baza površinskih in podzemnih kraških voda. Zaradi tega so prvotni površinski tokovi postopoma izginjali v globino in si tam s spiranjem razpok ustvarjali podzemne poti. Višje ležeči kanali in razpoke, po katerih se je nekoč prej pretakala podzemna voda, so se postopoma v veliki meri zapolnjevali z glino. Občasne visoke vode, ki so preplavile te kanale, so namreč prenašale velike količine melja in gline in ga odlagale na mestih, kjer je bil tok zaradi naravnih ovir upočasnjen.

S prvo poledenitvijo pri nas, verjetno v günški ledeni dobi pred približno 900.000 leti, je bil proces zarezovanja rek in uravnavanja površja prekinjen. Ledeniki so začeli prenašati velike količine preperelih in odkrušenih kamenin iz višjih predelov Alp v doline in jih odlagati v morenske nasipe. Iz čelnih moren so ledeniške reke poleti odnašale ogromne količine grušča in ga odlagale vzdolž toka. Tudi pritoki rek zunaj poledenelega ozemlja so v rečne doline nanašali ogromne količine grušča. Pobočja gora so bila namreč skoraj povsem gola, preperevanje pa je bilo zelo močno. Zaradi istočasne obremenitve Alp s skoraj strnjenim ledenim pokrovom se je dviganje gora ustavilo ali pa so se začele celo pogrezati. Vsi ti procesi so omogočili zasipanje obsežnih ravninskih predelov zunaj poledenelega ozemlja. To je bilo še posebno intenzivno v Ljubljanski kotlini, ki se je zaradi tektonskih procesov še dodatno pogrezala. V poroznih prodnih zasipih so se zbrale velike količine podzemnih voda, ki so se stalno obnavljale iz rek in padavin. Gladina podzemnih voda je bila plitvo pod površino, kajti tudi rečne struge so bile plitve. Po mrtvih rečnih rokavih so se pretakale studenčnice, ki so se napajale iz plitvo ležečih podzemnih voda.

V kraških apnenčevih in dolomitnih masivih zunaj poledenitve se je padanje gladine podzemnih voda ustavilo. To velja za porečji Save in Soče, kajti obe reki sta svoji strugi prenehali poglabljati. V Primorju se je padanje gladine podzemnih voda v skraselih apnenčevih masivih nadaljevalo, kajti gladina Jadranskega morja se je med poledenitvami znižala za več kot 50 m. Kraške podzemne vode so si poiskale poti skozi kanale in razpoke pod sedanjo morsko gladino. Ob višanju morske gladine v naslednjem toplem medledenem obdobju se je dvignila gladina sladke vode v skraselih apnenčevih masivih nad gladino morja ter zapolnila izpraznjene više ležeče kanale in razpoke. S tem pa se je močno povečala količina akumulirane podzemne vode. Iztoki kraških podzemnih voda so marsikje ostali pod morsko gladino, pojavile so se vrulje.

Nasprotno temu je gladina podzemnih voda v porečjih Save in Soče začela v topli medledeni dobi zaradi vrezovanja rek padati tako v prodnih zasipih kot tudi v apnenčevih in dolomitnih masivih na pobočjih rečnih dolin.

Na vznožju Alp so se razmere po umiku ledenikov povsem spremenile. V ledeniških kotanjah za čelnimi morenami so nastala velika jezera. Iz jezer so iztekale jezernice, ki niso nosile s seboj skoraj nobenega materiala, zato so se začele zarezovati v lastne prodne naplavine in svoje struge poglabljati. Ta pojav je opazen v moderni dobi, ko so na naših rekah za jezovi nastala številna umetna jezera. Rečno erozijo je še pospešilo dviganje Alp in obrobja, ko je izginil ledeni pokrov in je prišlo do razbremenitve gorovja.

V zvezi z naglim zarezovanjem rek se je zniževala gladina podzemne vode v dolinskih rečnih naplavinah in v dolomitnih in apnenčevih bregovih dolin. Pretežno anenčeve prodne naplavine, ki so zaradi znižanja gladine podzemne vode postale suhe, so se začele sprijemati v konglomerat. Proces sprijemanja je še pospešila znatno toplejša klima.

Za medledenim obdobjem je zopet nastopila ledena doba. V rečnih dolinah se je začelo ponovno nasipanje proda, dvigala se je rečna struga, s tem pa tudi gladina podzemne vode v prodnih naplavinah ter v dolomitnih in apnenčevih masivih na pobočjih dolin. Pretakajoča se podzemna voda je spirala in raztapljala v konglomerat sprijeti prod posebno tam, kjer je bil slabše sprijet in s tem močno povečala njegovo poroznost in prepustnost v vodoravni smeri. Tako so nastale cone zelo poroznega konglomerata, ki jih med seboj ločujejo plasti dobro sprijetega, skoraj neprepustnega konglomerata.

Tudi v apnenčevih in dolomitnih masivih na pobočjih dolin si je pretakajoča podzemna voda zopet poiskala više ležeče, v medledenih dobah opuščene in z glino delno zapolnjene razpoke in kanale ter jih začela spirati. Obenem se je podzemna voda pretakala tudi skozi globlje ležeče razpoke, ki si jih je izdelala v medledenih dobah.

V kraških masivih v Primorju se je gladina kraških podzemnih voda zaradi močnega padca morske gladine zopet močno znižala in si ponovno poiskala globlje ležeče kanale in razpoke, ki so bile v medledenih dobah delno zapolnjene z glino.

Vsi zgoraj opisani procesi so se v pleistocenu stalno odvijali vzporedno s klimatskimi spremembami. Končni rezultat teh procesov so obsežne akumulacije podzemnih voda v dolinskih prodnih konglomeratnih naplavinah ter v apnenčevih in dolomitnih masivih na pobočjih rečnih dolin in v Primorju. Pretežni del teh akumulacij je torej nastal zaradi geoloških procesov, ki so se odvijali vzporedno s pogostnimi močnimi klimatskimi spremembami v tem obdodbju. V Sloveniji je torej pripisati sorazmerno velike količine podzemnih voda (ok. 38 $m^3/s$ pretoka pri nizkem vodnem stanju) skoraj izključno geološkim procesom, ki so se dogajali v pleistocenu.

Poznavanje procesov, ki so se dogajali v pleistocenu, je pomembno tudi pri raziskavah podzemnih voda. Na Ljubljanskem ter Kranjsko-Sorškem polju so se odložile fluvioglacialne prodne naplavine v več zaporednih poledenitvenih obdobjih ena na drugo. Med seboj jih ločijo plasti fosilne zemlje, ki so nastale v medledenih obdobjih. Spodaj ležeče plasti proda, ki so bile podvržene več zaporednim obdobjem sprijemanja v medledenih dobah in spiranju s podzemnimi vodami v ledenih dobah, imajo povsem drugačne hidrogeološke lastnosti (poroznost, prepustnost) kot više ležeče mlajše plasti. Iz tega izhaja, da so tod vodonosniki zelo heterogeni predvsem v navpični, nekoliko manj pa v vodoravni smeri. Ta podatek je zelo pomemben pri vseh hidrogeoloških računih in ocenah.

V skraselih apnenčevih masivih je globina skraselosti močno odvisna od procesov, ki so se odvijali v pleistocenu. V Primorju sega znatno pod gladino morja zaradi močnega znižanja morske gladine v poledenitvenih obdobjih. Apnenčevi masivi na bregovih rečnih dolin Save in Soče so skraseli precej nad sedanjo gladino podzemnih voda zaradi znatno višjega dolinskega dna v starejših poledenitvenih obdobjih. V zvezi s tem je nastalo več con pretakanja kraških podzemnih voda. Više ležeči, pretežni del leta suhi kanali in razpoke se ob deževjih najprej napolnijo, tako da večina padavinske vode odteče skozi to najvišjo skraselo cono. Ta voda se tudi najmočneje skali in zaradi spiranja glin v razpokah onesnaži in ni pitna. Skozi globlje ležeče kanale in razpoke se pretok v tolikšni meri ne poveča, zato se tudi voda le malenkostno skali in jo je mogoče uporabljati kot pitno vodo. V novejšem času je bilo na kraških izvirih izdelanih več zajetij, iz katerih so dobili znatno kvalitetnejšo kraško podzemno vodo v globlje ležečih kanalih in razpokah. Ta voda se tudi ob deževjih le neznatno onesnaži.

Na Primorskem krasu je bilo možno v Brestovici zajeti velike količine kraške podzemne vode, kajti apnenec je skrasel znatno globlje kot je gladina morja. Pri tem so se zaradi globoke skraselosti in sorazmerno velike poroznosti (ki je nastajala v pleistocenu) v podzemlju akumulirale velike količine sladke podzemne vode, katero je mogoče tudi črpati brez nevarnosti vdora slane vode v podzemlje.

Vsi navedeni podatki kažejo na velik pomen poznavanja pleistocenskih procesov in njihovega vpliva na podzemne vode. Pravilno je mogoče razumeti in oceniti hidrogeološke razmere v prodnih zasipih rečnih dolin in v apnenčevih masivih na krasu le, če poznamo dogajanja, ki so se odvijala v pleistocenu. Zato bi morali tudi hidrogeologi podrobno poznati stratigrafijo pleistocena. Morali bi razumeti dogajanja, ki so jih povzročale močne klimatske spremembe in z njimi povezano zaporedje nasipanja rečnih dolin, erozije, sprijemanja proda in nato spiranja, padanja gladine podzemnih voda v apnencih in dolomitnih masivih, poglabljanja kanalov in razpok, ponovnega dviganja gladine in ponovnega preplavljanja više ležečih opuščenih kanalov in razpok. Šele na osnovi tega znanja lahko hidrogeolog pravilno tolmači podatke, ki jih dobi s hidrogeološkimi raziskavami in na osnovi tega poda pravilne sklepe.

## Literatura


Ampferer, O. 1917, Über die Saveterassen in Oberkrain, Jb. geol. R. R. A., *67*, Wien.

Bowen, D. Q. 1978, Quaternary geology, Pergamon Press, Oxford.

Brunnacker, K. 1979, Classification and stratigraphy of the Quaternary terraces of the lower Rhine area, Quaternary glaciations in the northern hemisphere, Praga.

Eberl, B. 1930, Die Eiszeitenfolge in nördlichen Alpen-vorlande, Augsburg.

Emiliani, C. 1955, Pleistocene temperatures, J. Geol., No *63*, Chicago.

Flint, R. F. 1971, Glacial and Pleistocene Geology, New York.

Ilešič, S. 1935, Terase na gorenjski ravnini. Geogr. vestnik, XI., Ljubljana.

Kukla, G. J. 1970, Correlation between loesses and deep sea sediments, Geol. Foren Stockholm Förb.

Kuščer, D. 1955, Prispevek h glacialni geologiji radovljiške kotline, Geologija *3*, Ljubljana.

Nikiforova, K. V., Kind. N. N. & Krasnov, I. I. 1984, Chronostratigraphic Scale of the Upper Pliocene and Qnaternary. Proceedings of the 27 th International Geological Congres, Moskva.

Penck, A. & Brückner, E. 1909, Die Alpen in Eiszeit alter, Leipzig.

Rakovec, J. 1956, Razvoj pleistocena na Slovenskem. Zbornik. Prvi jugosl. geol. kongres, Ljubljana.

Schafer, J. 1953, Die donaueiszeitlichen Ablagerungen in Lech und Wertach, Geol. Bavarica, *19*, München.

Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–238; oxygen isotope temperatures and ice volumes on a $10^5$ year and $10^6$ year scale, Quat. Res., *3*, Washington.

Sissons, J. B. 1979, The Loch Lomond Stadial in the British isles, Nature, vol. *280*, London.

Šifrer, M. 1981, Nova dognanja v razvoju reliefa na Gorenjskem, 12. zborovanje slov. geografov, Kranj-Bled.

Van Donk, J. 1976, $^{18}O$ record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene Epoch, Geol. Soc. Amer. Memoir *145*, Boulder.

Wiegank, F. 1979, Paleomagnetic dating and correlation of quaternary deposits in the GDR. Quaternary glaciations in the northern hemisphere, Praga.

Woilard, G. 1982, Palynology and radiocarbon datings at Grande Pile (NE France). Quaternary glaciations in the northern hemisphere, Praga.

Žlebnik, L. 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja, Geologija *14*, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1975, Hidrogeološke razmere na Sorškem polju, Geologija *18*, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1981, Hidrogeološki pogoji za gradnjo elektrarne Mavčiče, Geologija *24*, Ljubljana.

GEOLOGIJA *33*, 299–313 (1990), Ljubljana

UDK 551.79:551.24(497.12) = 863

# Kvartarni savski zasipi in neotektonika

## The Quaternary valley fills of the Sava River and neotectonics

*Dušan Kuščer*
Inštitut za geologijo, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo
Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

V würmskem sasipu Save med Radovljico in Ljubljano ni opaznih neotektonskih deformacij. Vsi starejši zasipi pa kažejo, da se je Ljubljanska kotlina v kvartarju stalno deformirala. Območji med Radovljico in Kranjem ter med Medvodami in Mednim sta se dvigali, Sorško in Ljubljansko polje pa pogrezali. Vidne deformacije so le zvezna upogibanja terasnih površij. Ne moremo pa izključiti prelomov v pogreznjenih delih starejih zasipov, ki so pod pokrovom težko dostopni opazovanju.

**Abstract**

There are no indications of neotectonic deformations of the Würmian valley fill of the Sava River between Radovljica and Ljubljana. The three older Quaternary valley fills on the contrary show clear tectonic deformations, a continuous rising tendency of the area between Radovljica and Kranj and of the area between Medvode and Medno, and a subsiding tendency of the areas of the Sorško Polje and Ljubljansko polje. The observable deformation is only a continous bending of the terraces, but the existence of faults in the older valley fills in the deeper parts of the basins, where they are covered by the younger valley fill, can not be excluded.

### Uvod

Kvartarni rečni zasipi so med najboljšimi indikatorji neotektonskih premikanj. Najgloblji deli zasipov leže v dnu dolin, ki so jih reke zarezale tik pred pričetkom nasipavanja. Če ni bilo kasnejših tektonskih premikov ali če so bili premiki na vsem ozemlju enakomerni, je dno zasipov še vedno nagnjeno v smeri rečnega toka s prvotnim naklonom. Če pa so v poteku dna zasipov izrazita odstopanja od enakomernega strmca, ki niso vezana na litološke spremembe podlage, ali če so v njem celo odseki z nasprotnim strmcem, je to lahko le posledica tektonskih premikanj med nasipavanjem ali po končanem nasipavanju.

Žal je težko ugotoviti potek nekdanjega dolinskega dna, ker je globoko zasuto in leži povečini pod nivojem današnjih dolin. Več podatkov nam dajejo površja zasipov, ki so se nam ohranila v obliki bolj ali manj širokih teras. Ta površja so se zaradi

preperevanja le malo spremenila. Ob nastanku je površje ravno in je enakomerno nagnjeno v smeri vodnega toka. Naklon površja je bil ob nastanku lahko večji, enak ali manjši od naklona današnje rečne struge. To je odvisno od takratne prodonosnosti in rečnega vodnega režima. Zaradi neotektonskih deformacij, ki so mlajše od površja, so strmci lahko povečani ali zmanjšani ali se nam kažejo kot nepravilne upognitve teras, prelomi pa kot bolj ali manj visoke stopnice.

## Kvartarni savski zasipi

O kvartarnih savskih zasipih obstaja že obsežna literatura. Prve podrobnejše podatke o njenih pleistocenskih zasipih je dal Brückner (1909). Podobno kot v drugih alpskih dolinah navaja tudi ob Savi štiri zasipe: nizko in visoko teraso ter mlajši in starejši krovni prod. Imel jih je za tvorbe štirih ledenih dob: würmske, riške, mindelske in günške.

Podrobnejši pregled literature o savskih zasipih so dali Ilešič (1935), Oblak (1952) in Žlebnik (1971), zato je ne navajam. Na kratko pa bom omenil zgrešeno interpretacijo, ki izvira od Ampfererja in so ji kasneje sledili tudi nekateri drugi avtorji. Ampferer (1918, 406) je v nasprotju z Brücknerjem trdil, da lahko ugotovimo v savski dolini le dva zasipa: »starejšega«, ki je sprijet v bolj ali manj trden

Tabela 1. Kvartarni savski zasipi, terase in njihova domnevna starost

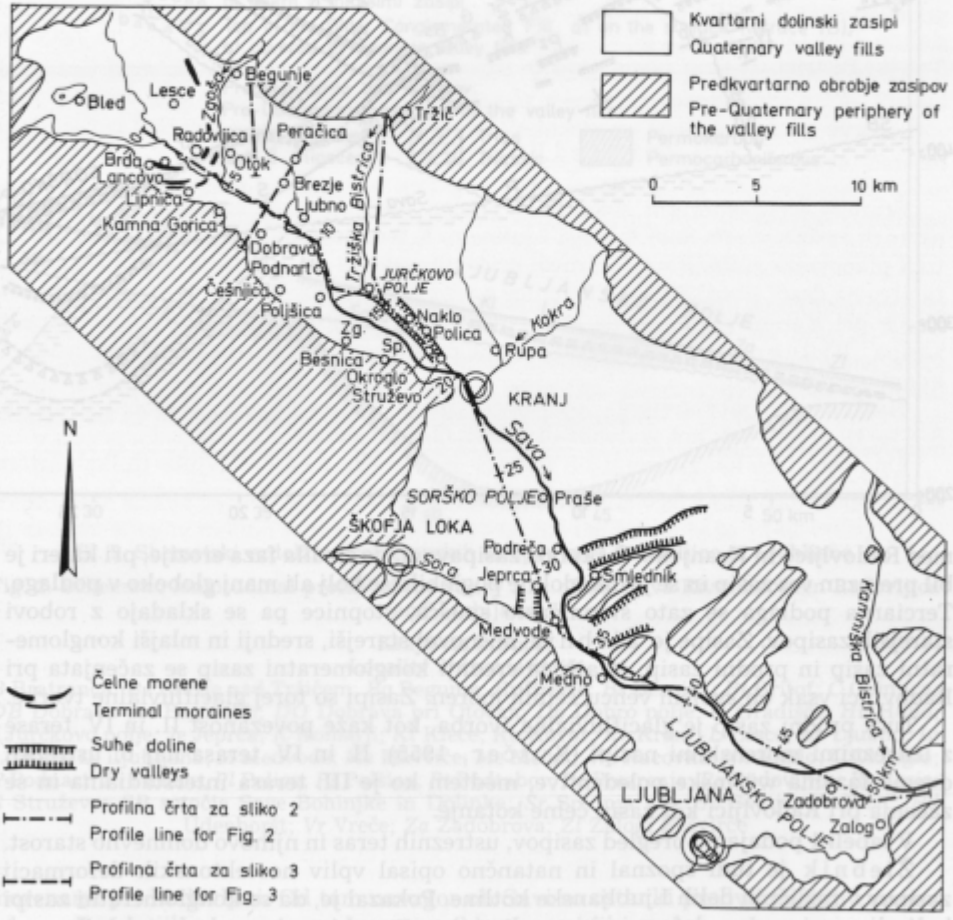
Table 1. Quaternary valley fills of the Sava River, terraces and their supposed age

| Zasipi<br>Valley fills<br>(Žlebnik, 1971) | Terase<br>Terraces<br>(Ilešič, 1935; Šifrer, 1969) | Domnevna starost<br>Supposed age |
|---|---|---|
| Starejši konglomeratni zasip<br>Older Conglomerated Fill | IB | Günz |
| Srednji konglomeratni zasip<br>Middle Conglomerated Fill | IA | Mindel |
| Mlajši konglomeratni zasip<br>Younger Conglomerated Fill | I | Riss |
| Prodni zasip<br>Gravel Fill | II | Würm I |
| | III | Interstadial<br>Würm I/II |
| | IV | Würm II |
| | V-IX | Pozni glacial in postglacial<br>Late- and post-glacial |

konglomerat, in »mlajšega«, ki je le tu in tam sprijet v rahel konglomerat. Zasipa naj bi bila po Ampfererju (1918, 407) neodvisna od poledenitev in naj bi bila odložena v medledenih dobah.

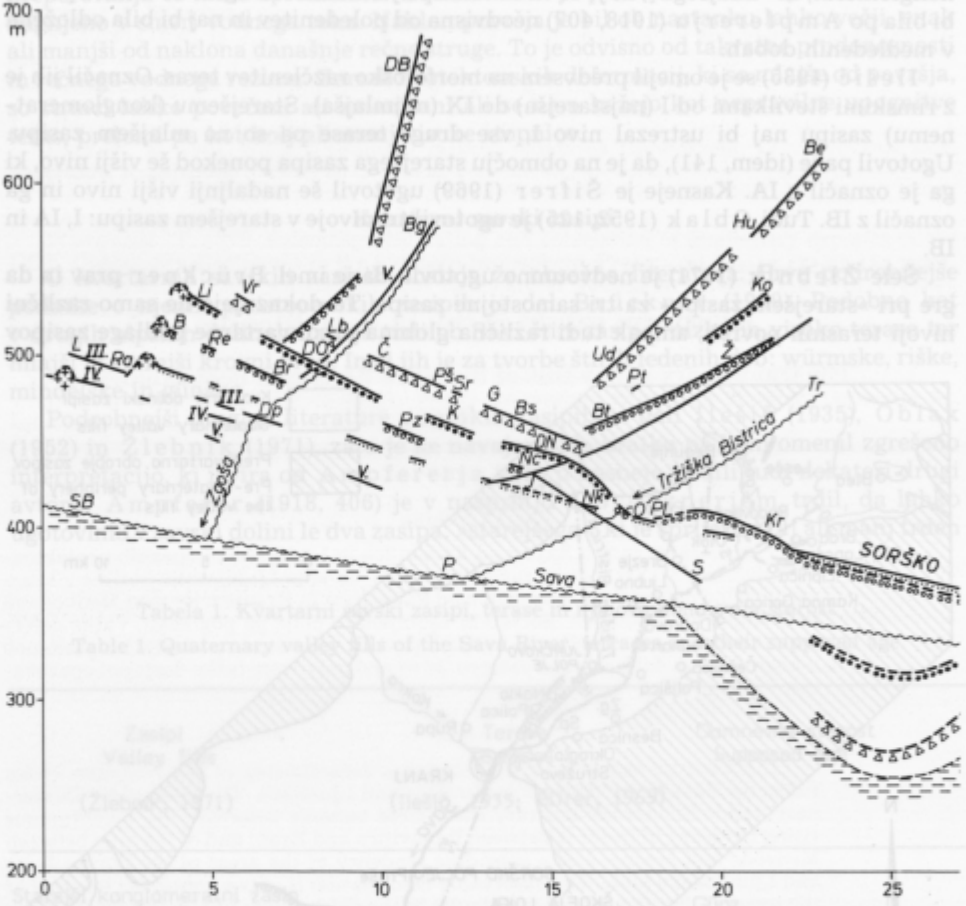
Ilešič (1935) se je omejil predvsem na morfološko razčlenitev teras. Označil jih je z rimskimi številkami od I (najstarejša) do IX (najmlajša). Starejšemu (konglomeratnemu) zasipu naj bi ustrezal nivo I, vse druge terase pa so na mlajšem zasipu. Ugotovil pa je (idem, 141), da je na območju starejšega zasipa ponekod še višji nivo, ki ga je označil z IA. Kasneje je Šifrer (1969) ugotovil še nadaljnji višji nivo in ga označil z IB. Tudi Oblak (1952, 125) je ugotovil tri nivoje v starejšem zasipu: I, IA in IB.

Šele Žlebnik (1971) je nedvoumno ugotovil, da je imel Brückner prav in da gre pri »starejšem zasipu« za tri samostojne zasipe. To dokazujejo ne samo različni nivoji terasnih površij, ampak tudi različna globina predkvartarne podlage zasipov




Sl. 1. Položajna skica kvartarnih zasipov Ljubljanske kotline

Fig. 1. Sketch map of Quaternary valley fills of the Ljubljana Basin

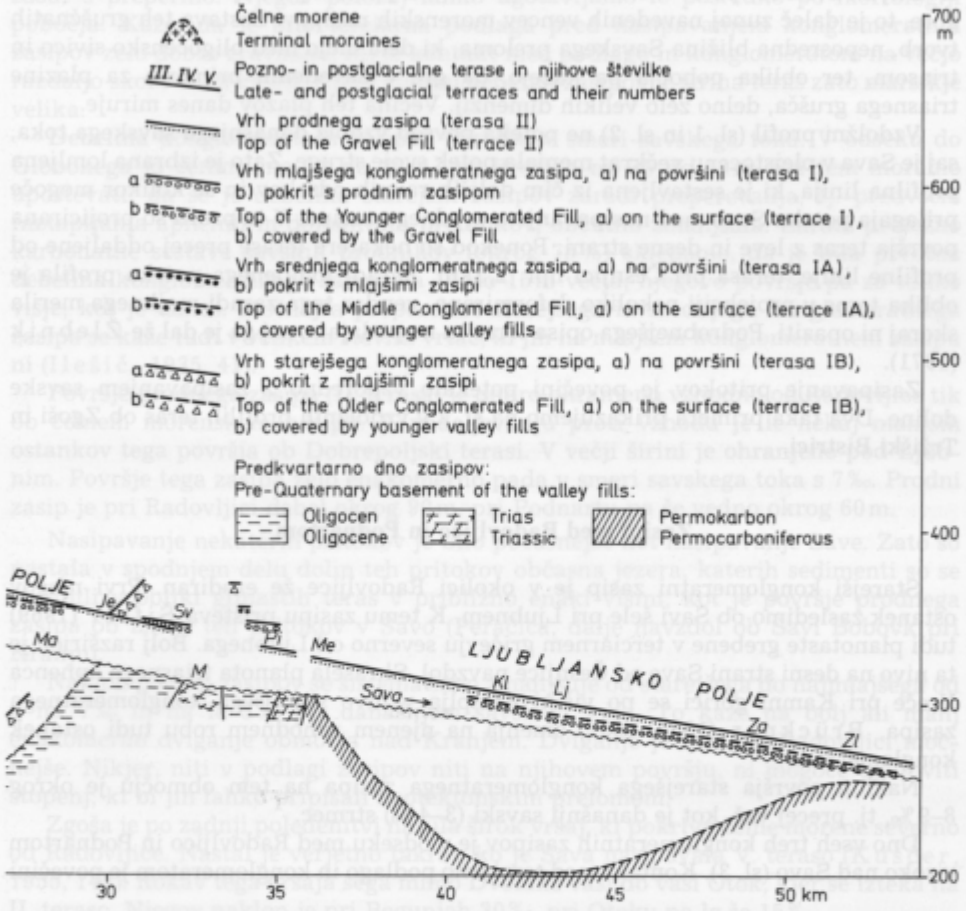



med Radovljico in Kranjem. Vsaki fazi zasipavanja je sledila faza erozije, pri kateri je bil prerezan ves zasip in se je dno doline poglobilo še bolj ali manj globoko v podlago. Terciarna podlaga se zato stopničasto spušča, stopnice pa se skladajo z robovi starejših zasipov. Zasipe je Žlebnik imenoval starejši, srednji in mlajši konglomeratni zasip in prodni zasip. Mlajši in srednji konglomeratni zasip se začenjata pri Radovljici vsak ob svojem vencu čelnih moren. Zasipi so torej glacifluvialne tvorbe.

Tudi prodni zasip je glacifluvialna tvorba, kot kaže povezanost II. in IV. terase z ustreznimi morenskimi nasipi (Kuščer, 1955). II. in IV. terasa naj bi ustrezali dvema fazama würmske poledenitve, medtem ko je III. terasa interstadialna in se začenja pri Radovljici kot zasip čelne kotanje.

V tabeli 1 podajamo pregled zasipov, ustreznih teras in njihovo domnevno starost.

Žlebnik je tudi spoznal in natančno opisal vpliv neotektonskih deformacij zasipov v različnih delih Ljubljanske kotline. Pokazal je, da so konglomeratni zasipi bolj ali manj močno deformirani, medtem ko würmski zasip ne kaže takšnih sprememb. V naslednjem bom podal potek površij glavnih teras še v shematskem vzdolžnem profilu od Radovljice do Zaloga (sl. 1 in 2). Vzdolžni profil začenjam s čelnimi




Sl. 2. Shematski vzdolžni profil savskih zasipov med Radovljico in Ljubljano

Fig. 2. Schematic longitudinal profile of the valley fills of the Sava River between Radovljica and Ljubljana

Krajevne kratice:
Locality abbreviations:

*B* Bratranca; *Be* Brezje nad Tržičem; *Bg* Begunje; *Br* Brezje; *Bs* Besnica; *Bt* Britof; *Č* Češnjica; *DB* Dobrava pri Begunjah; *DO* Dobrava pri Otočah; *Dp* Dobro polje; *G* Gradišče; *Hu* Hudo; *J* Jurčkovo polje; *Je* Jeprca; *K* Komarji; *Kl* Kleče; *Ko* Kovor; *Kr* Kranj; *L* Lesce; *Lb* Ljubno; *Li* Lipnica; *Lj* Ljubljana; *M* Medvode; *Ma* Mavčiče; *Me* Medno; *Nc* Nacovka; *Nk* Naklo; *O* Okroglo; *P* Podnart; *Pi* Pirniče; *Pl* Polica; *Pš* Polšica; *Pt* Podtabor; *Pz* Prezrenje; *Ra* Radovljica; *Re* Resje; *S* Struževo; *SB* sotočje Save Bohinjke in Dolinke; *Sr* Srednja vas; *Sv* Svetje; *Tr* Tržič; *Ud* Udenboršt; *Vr* Vreče; *Za* Zadobrova; *Zl* Zalog; *Ž* Žvirče

morenami pri Radovljici. Od tam navzgor ob Savi so ostanki predwürmskih zasipov tako redki, da jih ne moremo povezati v sklenjen profil.

Od skrajnih morenskih vencev, ki leže okrog 1 km vzhodno od Radovljice, navzdol ob Savi ni znakov poledenitev. Na Osnovni geološki karti SFRJ, list Celovec (B u s e r

& Cajhen, 1981) pa so morene vrisane tudi na južnem pobočju Dobrče in Križke gore, to je daleč zunaj navedenih vencev morenskih nasipov. Sestava teh gruščnatih tvorb, neposredna bližina Savskega preloma, ki dela mejo med oligocensko sivico in triasom, ter oblika pobočja pa kažejo, da gre v navedenih primerih za plazine triasnega grušča, delno zelo velikih dimenzij. Večina teh plazov danes miruje.

Vzdolžni profil (sl. 1 in sl. 2) ne poteka povsod vzdolž današnjega savskega toka, saj je Sava v pleistocenu večkrat menjala potek svoje struge. Zato je izbrana lomljena profilna linija, ki je sestavljena iz čim daljših ravnih odsekov in se kolikor mogoče prilagaja poteku Save med nasipavanjem prodnega zasipa. V ta profil so projicirana površja teras z leve in desne strani. Ponekod so nekatere terase precej oddaljene od profilne linije, terasa pri Češnjici npr. 2,5 km. Zaradi lomljenega poteka profila je oblika teras v projekciji nekoliko deformirana, vendar tega zaradi majhnega merila skoraj ni opaziti. Podrobnejšega opisa teras tu ne podajam, saj ga je dal že Žlebnik (1971).

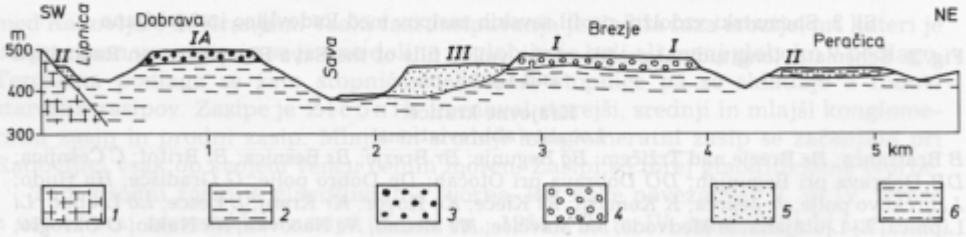
Zasipavanje pritokov je povečini potekalo vzporedno z zasipavanjem savske doline. Dva taka primera prikazujemo na sl. 2 v vzdolžnih profilih teras ob Zgoši in Tržiški Bistrici.

## Zasipi med Radovljico in Podnartom

Starejši konglomeratni zasip je v okolici Radovljice že erodiran. Prvi njegov ostanek zasledimo ob Savi šele pri Ljubnem. K temu zasipu prišteva Šifrer (1969) tudi planotaste grebene v terciarnem gričevju severno od Ljubnega. Bolj razširjen je ta nivo na desni strani Save od Češnjice navzdol. Skrasela planota triasnega apnenca Vreče pri Kamni gorici se po višini vklaplja v nivo starejšega konglomeratnega zasipa. Brückner (1909, 1052) omenja na njenem zahodnem robu tudi ostanek konglomerata.

Naklon površja starejšega konglomeratnega zasipa na tem območju je okrog 8–9 ‰, tj. precej več, kot je današnji savski (3–4 ‰) strmec.

Dno vseh treh konglomeratnih zasipov je v odseku med Radovljico in Podnartom visoko nad Savo (sl. 3). Kontakt med terciarno podlago in konglomeratom je povečini




Sl. 3. Prečni prerez savske doline med Dobravo in Brezjami
*1* triasni apnenec; *2* oligocenska morska glina; *3* srednji konglomeratni zasip; *4* mlajši konglomeratni zasip; *5* prodni zasip; *6* zasip glinastega proda in gline v dolini Peračice; *IA, I, II, III* številke teras

Fig. 3. Cross section of the Sava River Valley between Dobrava and Brezje
*1* Triassic limestone; *2* Oligocene marine clay; *3* Middle Conglomerated Fill; *4* Younger Conglomerated Fill; *5* Gravel Fill; *6* Gravel with clay in the Peračica valley; *IA, I, II, III* Number of the terrace

zasut s preperino. Njegov položaj lahko ugotavljamo le posredno po morfologiji pobočja. Kaže, da je bila terciarna podlaga pred nasipavanjem konglomeratnih zasipov zelo dobro zravnana, saj je kontakt med podlago in konglomeratom na večjo razdaljo skoro v isti višini. Kljub majhni debelini zasipov je širina teras zato marsikje velika.

Debelina konglomeratnih zasipov narašča v smeri savskega toka. V odseku do Globokega jo cenimo na 10 do 25 m, pri Brezjah na 35 do 40 m. Pri tem moramo upoštevati, da se je debelina starejših zasipov zaradi preperevanja, tj. predvsem raztapljanja apnenih in dolomitnih prodnikov, občutno zmanjšala. Zaradi pretežno karbonatne sestave savskih prodnikov (okrog 75 %) sklepamo, da je bila prvotna debelina konglomeratnega zasipa za 10 do 15 m večja, njegovo površje pa za toliko višje, kot je danes. Močnejša preperelost starejšega in srednjega konglomeratnega zasipa se kaže tudi v velikem številu vrtač, ki jih na mlajšem konglomeratnem zasipu ni (Ilešič, 1935, 41).

Površje prodnega zasipa (II. terasa) je dobro ohranjeno vzhodno od Radovljice tik ob čelnem morenskem nasipu. V nadaljevanju proti vzhodu je le nekaj manjših ostankov tega površja ob Dobrepoljski terasi. V večji širini je ohranjeno pod Ljubnim. Površje tega zasipa zelo enakomerno pada v smeri savskega toka s 7 ‰. Prodni zasip je pri Radovljici debel okrog 90 m, pri Podnartu pa še vedno okrog 60 m.

Nasipavanje nekaterih pritokov je bilo počasnejše kot nasipavanje Save. Zato so nastala v spodnjem delu dolin teh pritokov občasna jezera, katerih sedimenti so se ohranili v obliki glinastih teras v približno enaki višini, kot je površje prodnega zasipa ob izlivu teh pritokov v Savo (Peračica, dalje navzdol ob Savi Bobovk pri Kranju).

Naklon površij zasipov se sistematično zmanjšuje od starejšega do najmlajšega od 9 na 7 ‰ in na le 3 ‰ pri današnjem savskem toku. To kaže na bolj ali manj enakomerno dviganje območja nad Kranjem. Dviganje je bilo pri Radovljici močnejše. Nikjer, niti v podlagi zasipov niti na njihovem površju, ni mogoče ugotoviti stopenj, ki bi jih lahko pripisali neotektonskim prelomom.

Zgoša je po zadnji poledenitvi nasula širok vršaj, ki pokriva čelne morene severno od Radovljice. Nastal je verjetno takrat, ko je Sava nasipavala V. teraso (Kuščer, 1955, 143). Rokav tega vršaja sega mimo Dvorske vasi do vasi Otok, kjer se izteka na II. teraso. Njegov naklon je pri Begunjah 30 ‰, pri Otoku pa le še 15 ‰.

Osnovna geološka karta SFRJ, list Celovec (Buser & Cajhen, 1981), kaže v tericarnem gričevju nad dolino Peračice ostanke starejšega zasipa. Le-ta ima v resnici še znatno večji obseg, kot ga kaže karta. Proti severu sega do vrha Begunjske Dobrave, kjer je že Ampferer (1917, 408) ugotovil konglomerat na višini 651 m. Naklon tega starega zasipa Zgoše je v zgornjem delu Begunjske Dobrave izredno velik in doseže 75 ‰. Nad Otokom je le še 18 ‰, severno od Črnivca pa se na koti okrog 500 m konča tik nad površjem mlajšega konglomeratnega zasipa.

Globoka preperina, ki jo na tem zasipu opazujemo na več mestih, govori za njegovo veliko starost, vendar njegovega površja ne moremo nedvoumno povezati s srednjim ali starejšim konglomeratnim savskim zasipom, ker je oddaljenost do najbližjih ustreznih teras prevelika. Majhna višina v spodnjem delu kaže, da vsaj spodnji del ustreza mlajšemu konglomeratnemu zasipu. Za višjo starost pa govorijo drugi deli tega površja, ki so znatno nad višino sosednje terase Ledevnice. Ta leži okrog 1 km zahodno od roba Begunjske Dobrave in je brez dvoma del mlajšega konglomeratnega zasipa. Njen severni del doseže le višino 545 m, medtem ko je višina Dobrave v isti oddaljenosti od Črnivca 560 m.

Terasa Ledevnice pada s približno istim naklonom kot postwürmski vršaj Zgoše. Begunjska Dobrava pa je mnogo bolj strma, kar moramo pripisati tektonskemu dviganju severnega dela kotline po zasipavanju srednjega oziroma starejšega konglomeratnega zasipa in pred zasipavanjem mlajšega konglomeratnega zasipa.

### Območje med Podnartom in Kranjem

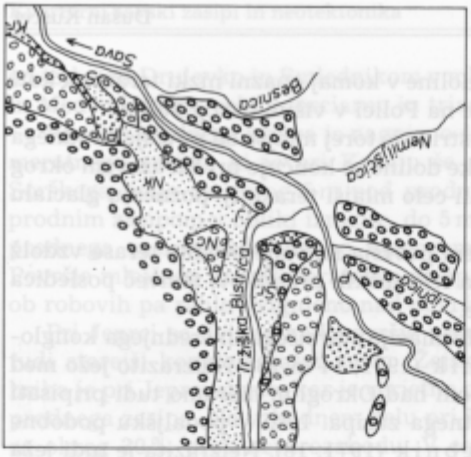
Površje starejšega konglomeratnega zasipa je v tem odseku ohranjeno v večji širini le na desni strani Save v terasah pri Češnjici, Poljšici in Besnici. Na levi strani Save sta ohranjena le dva majhna ostanka, eden nad Srednjo vasjo in drugi v Gradišču na skrajnem zahodnem delu Nakelske Dobrave (Žlebnik, 1971, 10 in 12). Srednji konglomeratni zasip pa je ohranjen na desni strani Save le v vzhodnem koncu teras pri Besnici, v večji širini pa na levi strani Save. Tu nastopa okrog ostankov starejšega konglomeratnega zasipa pri Srednji vasi, v mnogo večji širini pa na Nakelski Dobravi in med Naklim in Kokrico.

Ob današnji savski dolini med Podnartom in Struževim ni niti teras mlajšega konglomeratnega zasipa niti prodnega zasipa, pač pa nastopajo ti zasipi severno od Save med Podnartom, Naklim in Kranjem. Ilešič (1935) in Žlebnik (1971) sta po tem sklepala, da je tekla Sava v času mlajšega konglomeratnega zasipa oz. prodnega zasipa v smeri danes suhe nakelske doline proti Kranju. Potek teh pretočitev shematsko kažejo sl. 4a do 4d. Ilešič (1935) je domneval, da je po vsej verjetnosti Sava pričela teči v današnji smeri po nasutju konglomeratnega zasipa med Britofom in Podnartom, ki po Žlebniku ustreza mlajšemu konglomeratnemu zasipu. Takrat naj bi se Sava pretočila prek območja starejših teras pri Podnartu. Domnevo, da je Sava tekla po tej pretočitvi, tj. med nasipavanjem prodnega zasipa v smeri od Podnarta po spodnjem delu današnje doline Tržiške Bistrice do Jurčkovega polja in nato po danes suhi nakelski dolini proti Kranju, je opustil, ker je površje prodnih teras v spodnjem delu doline Tržiške Bistrice nagnjeno v smeri današnjega toka Bistrice, tj. v nasprotni smeri nekdanjega domnevnega savskega toka.

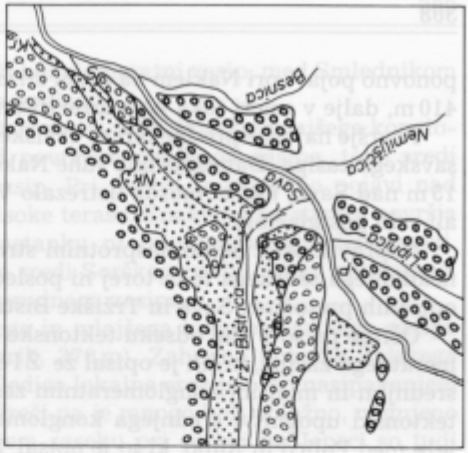
Žlebnik (1971, 12 in 20) pa je dokazal pravilnost domneve, da je nakelska dolina stara savska dolina iz časa prodnega zasipa. Sava se je pretočila v sosednjo dolino Nemiljščice šele po nasutju prodnega zasipa (sl. 4c). Tržiška Bistrica je nato še nekaj časa tekla po nakelski dolini in pri tem v spodnjem delu med Naklim in Struževim poglabljala svojo strugo in celo zarezala kratko epigenetsko dolino v mlajši konglomeratni zasip pri Polici, nad Naklim pa je istočasno nasipavala.

Istočasna erozija v spodnjem toku in nasipavanje v zgornjem toku Tržiške Bistrice neposredno po pretočitvi Save sta posledica različnega strmca vzdolžnih profilov obeh rek. Površina prodnega savskega zasipa je pri Naklem nagnjena za okrog 5 ‰, površina prodnega zasipa Tržiške Bistrice pa za okrog 10 do 14 ‰. Tržiška Bistrica je na Jurčkovem polju nasula okrog 5 do 10 m proda na površje savskega prodnega zasipa. Meja med savskim prodom in prodom Tržiške Bistrice je vidna v zaseku stare ceste ob gramoznici. Prod Tržiške Bistrice ima več temno sivih apnenih prodnikov in več rdečih porfirskih prodnikov kot savski prod.

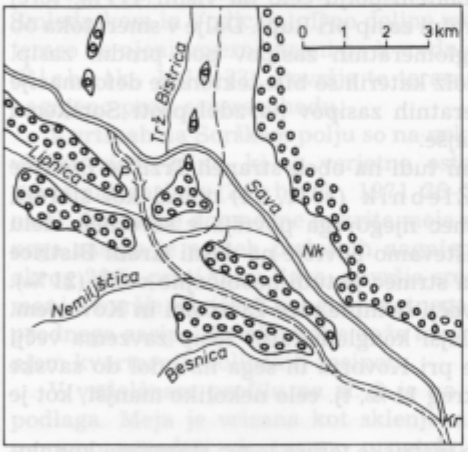
Nasipavanje Tržiške Bistrice je seglo tudi v takrat suho dolino med Jurčkovim poljem in Podnartom. Zaradi bližine Save je bil strmec v tej smeri večji kot proti Struževemu. Ko je nasipavanje doseglo rob savske doline, je Tržiška Bistrica hitro poglobila rokav v tej smeri in zapustila Nakelsko dolino. Površje prodnega savskega zasipa torej tone vzhodno od Podnarata pod mlajši prodni zasip Tržiške Bistrice in se



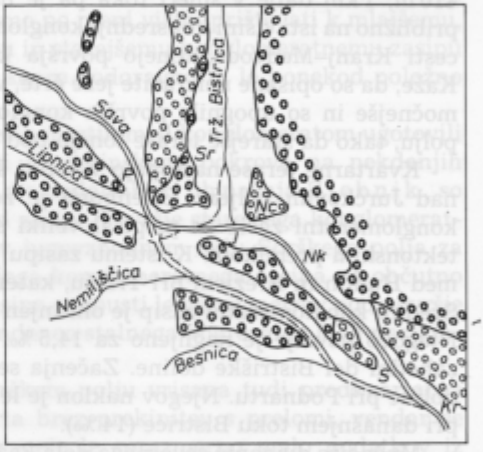

a) Porečje tik pred mlajšim konglomeratnim zasipom
The river system immediately before the Younger Conglomerated Fill



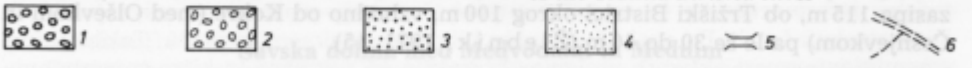

b) Porečje tik pred prodnim zasipom
The river system immediately before the Gravel Fill




c) Porečje tik po würmskem prodnem zasipu
The river system immediately after the Würmian Gravel Fill




d) Današnje porečje po pretočitvi Tržiške Bistrice
The present river system after the detour of the Tržiška Bistrica River




Sl. 4. Spremembe v porečju Save med Podnartom in Kranjem. Pri vseh fazah je vrisana današnja kontura teras, ne pa nekdanji mnogo širši obseg

*1* starejši in srednji konglomeratni zasip; *2* mlajši konglomeratni zasip; *3* würmski prodni zasip; *4* postwürmski prodni zasip Tržiške Bistrice; *5* mesto pretočitve v naslednji fazi; *6* za lažjo orientacijo so pri fazah a), b) in c) vnešene današnje smeri toka Save in Tržiške Bistrice

Fig. 4. Changes in the Sava River System between Podnart and Kranj. In all figures the recent extent of the terraces in enterd

*1* Older and Middle Conglomerated Fill; *2* Younger Conglomerated Fill; *3* Würmian Gravel Fill; *4* Post-Würmian gravel fill of the Tržiška Bistrica River; *5* Points of the detour in the next phase; *6* For easier orientation the present courses of the Sava and Tržiška Bistrica Rivers are shown

ponovno pojavi pri Naklem na desni strani doline v komaj opazni nizki terasi na koti 410 m, dalje v smeri toka pa v izraziti terasi na Polici v višini okrog 405 m.

Površje najvišje prodne terase Tržiške Bistrice je torej mlajše od površja prodnega savskega zasipa. Današnje dno suhe Nakelske doline se končuje pri Struževem okrog 15 m nad Savo, kar bi morda ustrezalo V. ali celo mlajši terasi, tj. poznemu glacialu ali celo postglacialu.

Nepravilnost z delno nasprotnim strmcem površja najvišje prodne terase vzdolž nekdanjega savskega toka torej ni posledica tektonskih premikov, temveč posledica opisanih pretočitev Save in Tržiške Bistrice.

Očitne pa so v tem odseku tektonske deformacije starejšega in srednjega konglomeratnega zasipa, ki jih je opisal že Žlebnik (1971, 14 in 18). Neizrazito ježo med srednjim in mlajšim konglomeratnim zasipom nad Okroglim moramo tudi pripisati tektonski upognitvi srednjega konglomeratnega zasipa. Leži v podaljšku podobne ježe med Polico in Rupo, ki jo je opisal Žlebnik (1971, 18). Neizrazita je tudi ježa med starejšim in srednjim konglomeratnim zasipom na severni strani ceste Naklo–Kokrica. Med Polico in Kranjem je tudi površje mlajšega konglomeratnega zasipa valovito, česar na drugih območjih ni. Pri Okroglem je to površje na višini 405 do 410 m, 1 km dalje v smeri toka pa je na Zlatem polju celo na višini 411 m, torej približno na isti višini kot srednji konglomeratni zasip pri Rupi. Dalje v smeri toka ob cesti Kranj–Medvode, tonejo površja konglomeratnih zasipov pod prodni zasip. Kaže, da so opisane neizrazite ježe črte, vzdolž katerih so bile tektonske deformacije močnejše in so upognile površja konglomeratnih zasipov navzdol proti Sorškemu polju, tako da starejše terase tonejo pod mlajše.

Kvartarne terase nastopajo v veliki širini tudi na obeh straneh Tržiške Bistrice nad Jurčkovim poljem. Udenboršt je že Žlebnik (1971, 14) opisal kot starejši konglomeratni zasip in pripisal veliki strmec njegovega površja v severnem delu tektonskim premikom. K istemu zasipu prištevamo površje na desni strani Bistrice med Hudim in Brezjem pri Tržiču, katerega strmec je tudi neobičajno velik (21 ‰). Srednji konglomeratni zasip je ohranjen v večji širini le med Žvirčami in Kovorjem. Njegovo površje je nagnjeno za 14,5 ‰. Mlajši konglomeratni zasip zavzema večji zahodni del Bistriške doline. Začenja se že pri Kovorju in sega navzdol do savske doline pri Podnartu. Njegov naklon je le okrog 11 ‰, tj. celo nekoliko manjši, kot je pri današnjem toku Bistrice (14 ‰).

Močnejše dviganje severnega dela kažejo bistriške terase le pri starejšem konglomeratnem zasipu, vendar tudi te ne dosegajo takšnega strmca kot pri vršaju Zgoše. Očitno se dvig severnega dela Ljubljanske kotline od zahoda proti vzhodu zmanjšuje. Ob Zgoši je višinska razlika med površjem konglomeratnega zasipa in prodnega zasipa 115 m, ob Tržiški Bistrici okrog 100 m, vzhodno od Kokre (med Olševkom in Češnjevkom) pa le še 30 do 40 m (Žlebnik, 1971, 15).

### Sorško polje

Sorško polje je globoka kvartarna kotlina, v kateri so kvartarni zasipi skupaj debeli do 120 m (Žlebnik, 1971, 26). Ob cesti Kranj–Medvode je na površini le prodni zasip. Le nekaj metrov pod njegovo površino se pojavlja mlajši konglomeratni zasip. Večjo debelino doseže prodni zasip le v stari zasuti dolini, ki si jo je Sava zarezala v konglomeratni zasip med Drulovko in Goričanami (Žlebnik, 1971, 31). Potem ko je dolino do vrha zasula s prodom, si je zarezala današnjo sotesko vzhodno

od tod med Drulovko in Smlednikom v mlajši konglomeratni zasip, med Smlednikom in Medvodami pa celo v terciarno in triasno podlago.

Površje prodnega zasipa je nagnjeno 4,5 ‰ v smeri toka. Površje mlajšega konglomeratnega zasipa, ki je pri Kranju še nad površjem prodnega zasipa, tone sredi Sorškega polja za okrog 5 m pod prodni zasip. Pri Svetju se ponovno pojavi nad prodnim zasipom v obliki izrazite, do 5 m visoke terase. Enakomeren strmec površja prodnega zasipa kaže, da po njegovem nastanku ni bilo tektonskih deformacij. Površje mlajšega konglomeratnega zasipa je sredi Sorškega polja rahlo ugreznjeno, ob robovih pa rahlo dvignjeno nad površje prodnega zasipa.

Pri Jeprci se dvigne nad površje prodnega in mlajšega konglomeratnega zasipa tudi starejši konglomeratni zasip (Žejski hrib, 370 m). Zahodno pobočje Žejskega hriba je pri Jeprci strmo, kar je verjetno posledica lokalne erozije pred nasipavanjem prodnega zasipa. Na vzhodnem delu pri Podreči pa je mnogo bolj položno, nagnjeno za okrog 30 ‰ proti severozahodu. V cestnem zaseku pri cerkvi na Jeprci so tudi konglomeratne plasti nagnjene v tej smeri. Položno pobočje na severovzhodnem koncu hriba je torej verjetno del prvotnega površja zasipa, ki je zaradi tektonskih premikov nagnjeno v nasprotno smer, kot je bilo odloženo.

Podobna, a mnogo širša konglomeratna terasa se dviga nad suho dolino med Smlednikom in Vodicami. Dno doline moramo po njeni višini prištevati k mlajšemu, teraso na njeni severni strani pa k srednjemu in starejšemu konglomeratnemu zasipu (Žlebnik, 1971, 33). Površje te terase je skoro vodoravno in le ponekod položno nagnjeno proti severozahodu.

V vrtinah na Sorškem polju so na nekaterih mestih med konglomeratom ugotovili vložke rjave gline, ki so verjetno ostanki preperinskega pokrova na nekdanjih površinah zasipov (Žlebnik, 1971, 26–27). Po podatkih, ki jih navaja Žlebnik, so na sl. 2 vrisane domnevne pokrite meje med zasipi. Površje starejšega konglomeratnega zasipa je po teh podatkih nagnjeno v jugovzhodnem delu Sorškega polja za okrog 20 ‰ proti toku Save, površje srednjega konglomeratnega zasipa pa občutno manj. Površje mlajšega konglomeratnega zasipa se spusti le nekaj metrov pod površje prodnega zasipa. Sorško polje kaže torej tendenco stalnega pogrezanja med nastajanjem kvartarnih dolinskih zasipov.

V vzdolžnem profilu na sl. 2 je na Sorškem polju vrisana tudi predkvartarna podlaga. Meja je vrisana kot sklenjena črta brez prekinitev s prelomi, vendar se moramo zavedati, da imamo o poteku te meje le sorazmerno malo podatkov iz dosedanjih vrtin. Morda se meje starejšega in srednjega konglomeratnega zasipa spuščajo ob prelomih stopničasto proti sredini polja, vendar zaenkrat o obstoju takšnih prelomov nimamo še nobenih dokazov.

### Savska dolina med Medvodami in Mednim

V tem odseku je predkvartarna podlaga plitvo pod recentnimi savskimi naplavinami. Pri Medvodah je to oligocenska morska glina, pri Vikrčah triasni apnenec, pri Mednem pa so to permokarbonski muljevec, peščenjak in konglomerat. Terasa v višini 332 do 335 m, ki je razvita na obeh straneh doline, se po višini vklaplja v površje prodnega zasipa na Sorškem in Ljubljanskem polju. Žlebnik (1971, 37–38) opisuje v podolju med Šmarno goro in Smledniškim hribom še tri višje terase (370, 355 in 345 m), ki naj bi ustrezale trem konglomeratnim zasipom. To območje se je torej v kvartarju dvigalo, toda precej manj kot območje med Radovljico in Kranjem.

Razvoj povodja ob jugozahodnem robu Kranjsko-Sorškega polja in v podolju med Šmarno goro in Smledniškim hribom še ni pojasnjeno. Suhi dolini med Smlednikom in Vodicami ter med Vikrčami in Skaručno kažeta, da so po njih nekdaj tekle vode v smeri proti vzhodu, vendar še nimamo zadovoljive razlage o njihovem nadaljnjem teku in o pretočitvah v današnjo smer.

### Ljubljansko polje

Na Ljubljanskem polju je le malo teras. Vso njegovo površino sestavlja prodni zasip, v katerega si je Sava zarezala le plitvo dolino. Strmec prodnega zasipa je tu 3 ‰, strmec savske struge pa le 2,5 ‰, tako da se višinska razlika med obema tu še nadalje zmanjšuje. Pri Radovljici je okrog 90 m, pri Zalogu pa niti 10 m.

Plitvo pod površino prodnega zasipa je površje konglomeratnega zasipa. Konglomeratnih zasipov na Ljubljanskem polju še ni bilo mogoče razčleniti, vendar zelo verjetno tudi tu obstajajo vsi trije. Skupna debelina vseh kvartarnih zasipov je okrog 100 m (Žlebnik, 1971, 43). Pri Zadobrovi je globina paleozojske podlage le še okrog 40 m in se v smeri proti Dolskem še naprej dviguje. Ljubljansko polje je torej podobna kvartarna kotlina kot Sorško polje. Tudi tu ni nobenih neposrednih podatkov o prelomih, ki bi sekali kvartarne zasipe.

### Sklep

Strmec površja prodnega zasipa med Radovljico in Ljubljano je nekoliko večji od strmca današnje savske struge, kar pripisujemo večji prodonosnosti reke v ledeni dobi. Strmec se enakomerno zmanjšuje od 7 ‰ pri Radovljici na 3 ‰ pri Ljubljani in ne kaže nepravilnosti, ki bi jih lahko pripisali tektonskim deformacijam.

Površje vseh treh starejših zasipov pa kažejo s svojim neenakomernim strmcem, da sta se območji med Radovljico in Kranjem ter med Medvodami in Mednim v kvartarju stalno dvigali, Sorško in Ljubljansko polje pa stalno pogrezali. Prekinitve nasipavanja zasipov z erozijskimi fazami niso posledica tektonskega dviganja, temveč posledica klimatskih sprememb ter z njimi povezanimi spremembami prodonosnosti in vodnega režima rek v medledenih dobah. Kvartarnih tektonskih deformacij torej na raziskanem območju ni mogoče razčleniti v več tektonskih faz.

O neotektoniki sosednjega območja na vzhodu je pisal Premru (1976). Neotektonske deformacije naj bi se tu vrstile ob številnih prelomih v več zaporednih kratkotrajnih fazah. Pri vsaki fazi naj bi bila smer prelomov različna. Takšno hitro spreminjanje smeri aktivnih prelomov bi kazalo na pogostno in hitro spreminjanje napetostnega stanja v zemeljski skorji, ki pa bi ga bilo le težko razložiti. Geološke strukture tega območja se nadaljujejo proti zahodu pod dnom kvartarnih zasipov Ljubljanske kotline. Zato bi v podlagi teh zasipov pričakovali podobne neotektonske deformacije, ki bi se morale ustrezno odražati tudi v deformacijah na tej podlagi ležečih kvartarnih zasipov. Opazovane počasne deformacije kvartarnih zasipov brez vidnih prelomov in s stalnim predznakom na istem območju (bodisi pogrezanje, bodisi dviganje) pa so v popolnem nasprotju s Premrujevimi neotektonskimi deformacijami. Zato mislim, da bi bilo potrebno preveriti osnovna opazovanja in upravičenost sklepov, s katerimi Premru utemeljuje svoje neotektonske faze.

**Zahvala**

Članek je del raziskovalne naloge Inštituta za geologijo Fakultete za naravoslovje in tehnologijo Usklajevanje tektonskih interpretacij Slovenije, ki jo je financiral bivši Sklad Borisa Kidriča. Skladu najlepša hvala.

## The Quaternary valley fills of the Sava River and neotectonics

Quaternary fluvial deposits can give reliable evidence of neotectonic deformations, partly by abnormal gradients of their bottoms and partly by deformations of their originally even surfaces. In this respect the Quaternary valley fills of the Sava River are quite instructive.

The flat pre-Quaternary basement of the Ljubljana basin was extensively covered by fluvial sediments during the Quaternary. According to Brückner (1909) there are four glaciofluvial systems, and they were assigned to the Günz, Mindel, Riss and Würm glaciations. Later on, as a consequence of a misinterpretation by Ampferer (1918) (accepted also by many other authors), only two phases of Quaternary fluvial deposits were supposed, an »Older Valley Fill« (mostly well cemented) and a »Younger Valley Fill« (predominantly uncemented). In addition, they were described to be independant of the moraines, and refered to as interglacial deposits. During geomorfological studies of this area by Ilešič (1935), the Quaternary terraces were labeled with I (for the terraces of the Older Valley Fill), and with II to IX for the terraces of the Younger Valley Fill. In some places on the surface of the Older Valley Fill different levels could be observed and were labeled with IA for the next higher (Ilešič, 1935, 141) and with IB for the highest level (Šifrer, 1969).

Only after a detailed mapping of the Quaternary sediments between Radovljica and Kranj Žlebnik (1971) could show that Brückner (1909) was right and that the Older Valley Fill represents in reality three independant phases of river aggradation separated by phases of erosion. He named them the Older, Middle and Younger Conglomerated Fill, and the Younger Fill as the Gravel Fill. The dependance of river aggradation on moraines was shown by Kuščer (1955) for the II and IV terrace and by Žlebnik (1971) for the Younger and Middle Conglomerated Fill.

Table 1 gives a recapitulation of the valley fills of the Sava River.

In his study Žlebnik gives also a very clear description of tectonic deformations of the valley fills. Here we present these data on a longitudinal profile from the terminal moraines at Radovljica to Ljubljana. For more details see Žlebnik's publication (1971).

During the Quaternary the Sava River changed its course many times. A profile along the course of the Sava River during the latest glaciation seems more appropriate than a profile along the recent course (Fig. 1). The surfaces of the valley fills are projected onto this profile (Fig. 2). In addition the terraces of two tributaries (Zgoša Stream and Tržiška Bistrica River) are shown.

In the area between Radovljica and Kranj the valley fills form terraces high above the Sava River. The thickness of the conglomerated valley fills does not exceed 20–30 m. In many places the pre-Quaternary basement is therefore visible on the slopes of the deeply incised Sava valley (Fig. 3). The thickness of the Gravel Fill is larger (up to 80 m). Its bottom is near the present valley floor or even below it.

The gradients of the terraces are higher than the gradient of the Sava River and are increasing with their age. Extremely high gradients are observed on the older terraces of the two northern tributaries shown on Fig. 2. These gradients indicate a continuous rising tendency of the upstream part of the area during the Quaternary. It is more pronounced in the northern part of the area. The uneven surface of the conglomerated terraces in the surroundings of Kranj are attributed to locally more pronounced tectonic deformations (Žlebnik, 1971, 14, 18).

River piracies between Podnart and Kranj were discussed by Ilešič (1935, 145) and described in more detail by Žlebnik (1971, 12, 20). Here they are summarized on Figs. 4a–4d. The irregular gradient of the gravel terrace allong the Würmian Sava River between Podnart and Naklo can be explained as follows. After the detour of the Sava River into the Nemiljščica Brook (Fig. 4c), the Tržiška Bistrica River, still flowing along the former Sava River channel, had to accommodate the low gradient of the former Sava River valley to the much higher gradient required by Tržiška Bistrica River. This was accomplished by aggradation at the former confluence with the Sava River and further upstream, and erosion in the downstream part of the valley. As a consequence of this the surface of the gravel terrace of the Sava River plunges in the vicinity of the former confluence under the younger gravel of the Tržiška Bistrica River and reappears above it at Naklo and Polica. The highest gravel terrace of the Tržiška Bistrica River at the former confluence and upstream is thus much younger (late- or post-glacial) than the highest gravel terrace of the Sava River. Only after the detour of the Tržiška Bistrica River into its present direction (Fig. 4d) the former Sava Valley got dry. The irregular gradient of the Gravel Fill between Podnart and Naklo with gradients partly contrary to the former Sava River course can thus be explained by normal river aggradation after the detours of the rivers into their recent direction.

The large plain between Kranj and Medvode (Sorško Polje) is a young Quaternary basin. The terraces of the Older, Middle and Younger Conglomerated Fills plunge near Kranj under the Gravel Fill. Under the plain the valley fills lie one above the other. The whole thickness of all of them is up to 120 m, as determined by boreholes during hydrogeologic investigations of the area (Žlebnik, 1971). Some clayey layers, interbedded in the conglomerate, were considered by Žlebnik as possible weathered surfaces of the Older and Middle Conglomerated Fills. This supposition was also accepted in our profile (Fig. 2).

On the southern and eastern border of the Sorško Polje the older valley fills emerge above the Gravel Fill. The Younger Conglomerated Fill forms a terrace only a few meters high. The Older Conglomerated Fill forms a higher terrace sloping clearly to NW, i.e. contrary to the Sava River course.

The great depth af the pre-Quaternary basement and the shape of the surface of the conglomerated valley fills demonstrate a continuous subsidence of the Sorško Polje during the Quaternary. Only the youngest, Würmian valley fill has a uniform gradient.

Under the next downstream section of the Sava River between Medvode and Medno the pre-Quaternary basement lies immediately under the recent river channel. On the left side of the Sava River terraces are well preserved and can be correlated with the terraces upstream from Kranj. They demonstrate a rising tendency of this part of the Ljubljana basin.

The floor of the two dry valleies near Smlednik and Pirniče, sloping eastward away from the Sava River, lie at the level of the Younger Conglomerated Fill. They

indicate some important changes of the river system during the Quaternary, which could not yet be explained.

The Ljubljana Polje is an other subsiding area with a thickness of all the Quaternary valley fills up to 100 m. The surface is almost everywhere covered by gravel of the last glaciation. Below it, usually in a depth not more than 5 to 10 m, is the surface of the Younger Conglomerated Fill. The deeper part of the basin is probably composed of the Middle and Older Conglomerated Fills, but up to now it was not possible to separate one from another.

## Conclusions

The tectonic deformations of the Quaternary valley fills of the Save River between Radovljica and Ljubljana demonstrate an alternation of areas with a constant subsiding tendency and areas with a constant rising tendency. No steps which could be attributed to faults could be observed.

The neotectonics of the area immediately east of the Ljubljana Basin was described by Premru (1976). The Quaternary tectonic deformations were supposed to have taken place along numerous faults during several short-lived phases, the faults of each phase having a different orientation. The striking contrast of the here specified deformations to the slow and steady deformations of the Quaternary valley fills of the Sava River require a verification of Premru's observations and of the correctness of his interpretations.

## Literatura

Ampferer, O. 1918, Über die Saveterrassen in Oberkrain. Jb. Geol. R. A., *67*, (1917), Wien.

Brückner, A., v Penck, A. & Brückner, A. 1909, Die Alpen im Eiszeitalter, III, Leipzig.

Buser, S. & Cajhen, J. 1981, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000 Celovec (Klagenfurt), Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Ilešič, S. 1935, Terase na gorenjski strani. Geogr. vestn. *11*, Ljubljana.

Kuščer, D. 1955, Prispevek h glacialni geologiji Radovljiške kotline, Geologija *3*, Ljubljana.

Oblak, P. 1952, Morfogeneza dna Ljubljanske kotline. Geogr. zbornik SAZU I, Ljubljana.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija *19*, Ljubljana.

Šifrer, M. 1969, Kvartarni razvoj Dobrav na Gorenjskem. Geogr. zbornik SAZU XI, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. Geologija *14*, Ljubljana.

GEOLOGIJA *33*, 315–351 (1990), Ljubljana

UDK 551.762:550.4(497.12) = 20

# Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia)

*Christian Strohmenger*
BEB Erdgas und Erdöl GmbH
Riethorst 12, D–3000 Hannover 51

*Stevo Dozet*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Abstract**

Detailed sedimentological investigations have been carried out in the section Kompolje–Ogorelec at the Mala gora mountain, and in the section Krka–Mali Korinj at Suha krajina about 35 km SSE from Ljubljana (NW Yugoslavia). In both sections a complete sequence of the Jurassic calcareous beds is exposed, including the contacts between the Upper Triassic and the Lower Lias, and the Upper Malm and the Lower Cretaceous. The field studies showed that at least the uppermost part of Dogger was not deposited. The thickness of the Jurassic sequence is about 1500 m. The stratigraphic relationships have been established by means of micro – and macrofossils, and by lithologic comparisions. The interpretation of microfacies has been supplemented by geochemical, micropaleontological and some other analyses. A polymict karst breccia within the Lower Malm beds proves a long lasting emergence of the carbonate platform during the Upper Malm; it is apparently the equivalent of the bauxite horizon commonly developed between the Lower and the Upper Malm in Slovenia. The distribution of trace elements follows the trends implied by the microfacies analyses.

## Introduction

Jurassic carbonate deposits exposed SSE of Ljubljana consist of well developed sequences of shallow subtidal, intertidal and supratidal facies. These carbonates were studied at two different localities named section 1 and section 2 (Fig. 1). The two sections are documented by about 800 samples. By means of aceton peels (all samples), thin sections (selected samples), X-ray diffraction (all samples), scanning electron microscopy and geochemical analyses (carbonate content and atomic absorption; all samples) the microfacies, diagenesis, geochemistry and the stratigraphy of the carbonates were investigated.

The stratigraphic and tectonic evolution of the two sections is the main subject of the present paper.

The appendix (section 1, section 2) gives a compilation of these studies together with the results of the geochemical analyses.

## Section 1

Section 1 is situated in the Mala gora mountain about 35 kilometers SSE of Ljubljana (Fig. 1). A series of carbonate rocks (Middle Lias to Upper Malm) is well exposed directly at the path which starts near the village of Kompolje and leads up to a site called Ogorelec (about 950 m).

Due to the strong tectonic overprint it is very difficult to determine the stratigraphy of these carbonates.

Micropaleontological investigations and field observations helped to identify two evident faults and two presumed ones within beds of the Lower Malm (Fig. 2, Appendix: section 1, c–d, g). In addition, one fault separates the stromatolitic carbonates of the Upper Malm from Lower Malm (Dogger?) carbonates with intercalated ooid grainstones (Fig. 2, Appendix: section 1, f). The latter were thought to be of Upper Malm age by Strohmenger et al. (1987, b) but it is now clear (Buser, 1987 pers. com.) that they are upthrusted carbonate rocks of the Lower Malm (Fig. 3). Beside these obvious repetitions of Lower Malm strata, also the contact of the Lower Malm and the Upper Malm appears to be slightly tectonically overprinted (Fig. 2, Appendix: section 1, e).

It is possible that section 1 contains some more minor faults which could not be identified due to the locally insufficient outcrops.

These tectonical faults never represent overthrusts. They are on the contrary clearly upthrow faults of which the net slip has an upward directed vertical component.

Thicknesses of the Jurassic carbonate rocks are only of approximate values. Due to the outcrop conditions the real thickness of the section can easily differ by some tens of meters from the estimated value of about 1390 m.

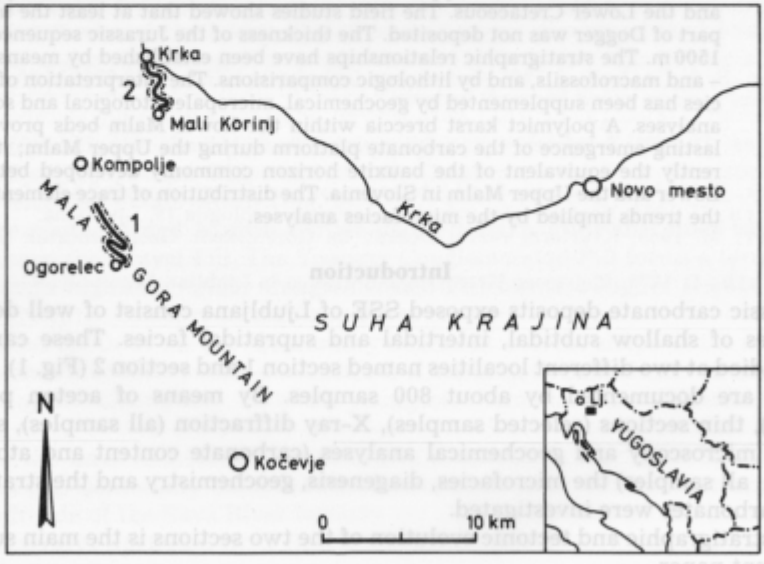



Fig. 1. Location map of the investigated areas, section 1 and section 2; Lj.: Ljubljana

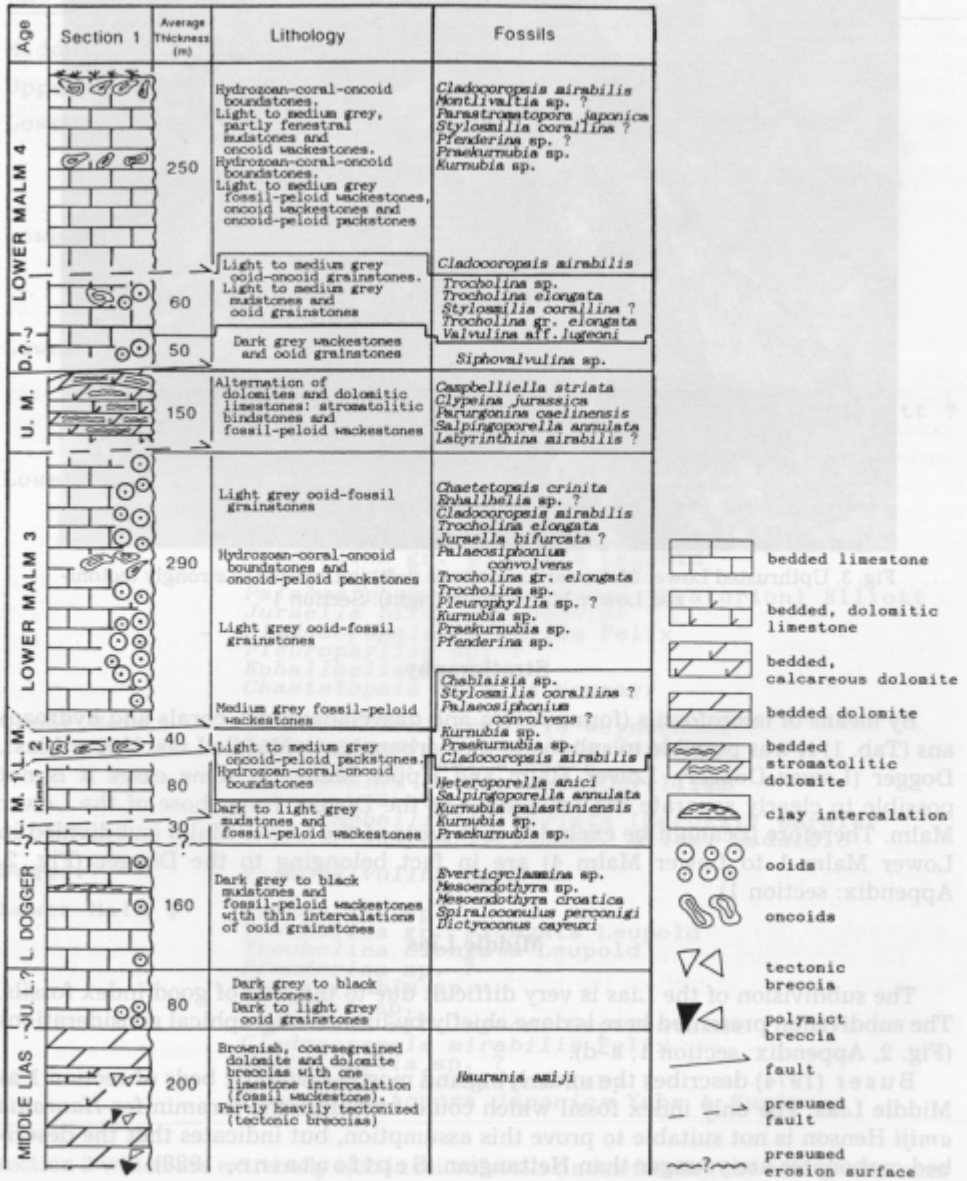



Fig. 2. Schematic column of the Jurassic carbonate rocks from Kompolje, section 1
*U. L.* Upper Lias; *L. M.* Lower Malm; *Kimm* Kimmeridgian; *U. M.* Upper Malm; *D.* Dogger



Fig. 3. Upthrusted Lower Malm carbonate beds (left) juxtaposed to strongly tectonized Lower Malm strata (right). Section 1

## Stratigraphy

By means of microfossils (foraminifera and dasycladaceans), corals and hydrozoans (Tab. 1) it was possible to subdivide the carbonates in Middle Lias, Upper Lias?, Dogger (Lower Dogger), Lower Malm and Upper Malm. In some cases it is not possible to clearly separate the carbonates of the Dogger from those of the Lower Malm. Therefore it cannot be excluded that parts of the Lower Malm (subdivided in Lower Malm 1 to Lower Malm 4) are in fact belonging to the Dogger (Fig. 2, Appendix: section 1).

### Middle Lias

The subdivision of the Lias is very difficult due to the lack of good index fossils. The subdivision presented here is done chiefly by lithostratigraphical considerations (Fig. 2, Appendix: section 1, a–d).

Buser (1974) describes the underlying and mostly dolomitic beds of section 1 as Middle Lias. The only index fossil which could be found, the foraminifer *Haurania amiji* Henson is not suitable to prove this assumption, but indicates that the described carbonates are younger than Hettangian (Septfontaine, 1988).

### Upper Lias?

The stratigraphic boundary between the Middle and Upper Lias is very arbitrary (Fig. 2, Appendix: section 1, b). Unlike the ooid grainstones of the Middle Lais of

Table 1. Index fossils of section 1

| Age | Index Fossils |
|---|---|
| Middle Lias | *Haurania amiji* Henson |
| Upper Lias | ------- |
| Lower Dogger | *Dictyoconus cayeuxi* Lukas<br>*Spiraloconulus perconigi* Allemann & Schroeder<br>*Everticyclammina* sp.<br>*Mesoendothyra* sp.<br>*Mesoendothyra croatica* Gušić |
| Lower Malm 1 | *Praekurnubia* sp.<br>*Kurnubia* sp.<br>*Kurnubia palastiniensis* Henson<br>*Heteroporella anici* Nikler & Sokač<br>*Salpingoporella annulata* Carozzi |
| Lower Malm 2 | *Praekurnubia* sp.<br>*Kurnubia* sp.<br>*Chablaisia* sp.<br>*Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott ?<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>*Stylosmilia corallina* Koby ? |
| Lower Malm 3 | *Praekurnubia* sp.<br>*Kurnubia* sp.<br>*Pfenderina* sp.<br>*Trocholina* sp.<br>*Trocholina* gr. *elongata* Leupold<br>*Trocholina elongata* Leupold<br>*Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott<br>*Juraella bifurcata* Bernier ?<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>*Pleurophyllia* sp. ?<br>*Enhallhelia* sp. ?<br>*Chaetetopsis crinita* Neumayr |
| Upper Malm | *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk ?<br>*Salpingoporella annulata* Carozzi<br>*Clypeina jurassica* Favre<br>*Parurgonina caelinensis* Cuvillier<br>Aberrant Tintinnids:<br>*Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier<br>‡ *Campbelliella* cf. *milesi* Radoičić |
| Dogger? | *Siphovalvulina* sp. |
| Lower Malm 4 | *Trocholina* sp.<br>*Trocholina* gr. *elongata* Leupold<br>*Trocholina elongata* Leupold<br>*Pfenderina* sp. ?<br>*Praekurnubia* sp.<br>*Kurnubia* sp.<br>*Valvulina* aff. *lugeoni* Septfontaine<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>*Montlivaltia* sp. ?<br>*Stylosmilia corallina* Koby ?<br>*Parastromatopora japonica* Yabe & Sugiyama |

section 2 which are extremely rich in microfossils (index fossils), the ooid grainstones which overlay the dolomites of the Middle Lias (section 1) show nearly no biological components. The ooid grainstones are followed by dark mudstones which pass into dark wackestones/mudstones of undoubtedly Lower Dogger strata. until new data are available, the oolitic beds and the overlying mudstones (which are also devoid of index fossils) are attributed to the Upper Lias.

## Lower Dogger

The microfossils of the Dogger below the first presumed fault (Fig. 1, Appendix: section 1, b–c) such as *Mesoendothyra croatica* Gušić, *Spiraloconulus perconigi* Allemann & Schroeder *Dictyoconus cayeuxi* Lukas (synonym to *Gutnicella cayeuxi* (Lukas) Gutnic & Moullade; Moullade et al., 1981), all indicate to Lower Dogger age or respectively to beds older than Callovian. The only indication of Upper Dogger strata besides the foraminifer *Praekurnubia* sp. could give the alga *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott (see below).

## Lower Malm

The carbonate rocks of the Lower Malm are strongly tectonized and can be subdivided into four units (Lower Malm 1 to Lower Malm 4). They often contain an obviously big quantity of foraminifera which, by use of the criteria stated by Redmond (1964), must be ascribed to *Praekurnubia* sp. (Septfontaine, 1989 pers, com.). The absence of *Kurnubia* sp. makes Dogger age for large parts of these carbonates very probable (see below).

### *Lower Malm 1*

The carbonate rocks directly overlaying the beds of the Lower Dogger up to the first evident fault are described as Lower Malm 1 (Fig. 2, Appendix: section 1, c-d). The dominant fossil, however, is the foraminifer *Praekurnubia* sp. (Septfontaine, 1989 pers. com.) which is supposed to be of Dogger age, and not *Kurnubia palastiniensis* Henson (Radoičić, 1987 pers. com.) which is an index fossil of the Upper Jurassic (Kimmeridgian). On the contrary, good indications of Lower Malm strata are given by the alga *Heteroporella anici* Nikler & Sokač (Pl. 2, Fig. 1) and *Salpingoporella annulata* Carozzi. The fossil assemblage of *Heteroporella anici* Nikler & Sokač, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Kurnubia palastiniensis* Henson and/or *Praekurnubia* sp. seems very unusual. Keeping in mind the facies dependence of benthic foraminifera, it may be suggested that the phylogenetic development of the species *Praekurnubia/Kurnubia* is highly diachronous, which means that the species *Praekurnubia* in fact can be more frequent in Lower Malm carbonates than presumed.

The occurrence of *Heteroporella anici* Nikler & Sokač and *Salpingoporella annulata* Carozzi as well as the microfacies development of these carbonates are supporting the assumption that they are of Lower Malm age (probably Kimmeridgian: Radoičić, 1987 pers. com.).

### *Lower Malm 2*

The carbonate rocks between the first and second evident faults (Fig. 2, Appendix: section 1, d) are described as Lower Malm 2, despite the presence of *Praekurnubia* sp., *Chablaisia* sp. and very probably *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott (Radoičić, 1987 pers. com.). Other fossils such as *Kurnubia* sp., *Cladocoropsis mirabilis* Felix (abundant) and *Stylosmilia carollina* Koby? as well as the facies (hydrozoan-coral-oncoid boundstones) clearly indicate the Lower Malm age of the unit.

*Lower Malm 3*

The carbonate rocks of the Lower Malm 3 are juxtaposed to the previously described ones (Fig. 1, Appendix: section 1, d-e). The lowermost micritic carbonates of this sequence again are rich in the foraminifer *Praekurnubia* sp. and pass into a thick succession of ooid grainstones (about 260 m) which is interrupted only by an intercalation of hydrozoan-coral-oncoid boundstones. Within the lower part of the ooid grainstones (about 100 m) the alga *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott could be identified. Elliott (1977, 1985) describes this alga as typical in the Upper Dogger beds (Upper Bathonian to lowermost Callovian) within the realm of the Tethys and (rarely) in extra-Tethyan deposits. Radoičić (1966) on the contrary mentioned as range for *Pseudocodium convolvens* Praturlon (renamed by Elliott, 1985 as *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon Elliott) the uppermost Upper Dogger to the lower parts of the Lower Malm. On my inquiries Mrs. Radoičić and Mr. Elliott unfortunately could not give any new information concerning the age of this alga (Radoičić, 1987 pers. com., Elliott, 1989 pers. com.).

It is therefore possible that the lower part of the relatively thick sequence (about 186 m) belongs to the Upper Dogger. Against this interpretation, however, argue the following reasons:

- Section 2 (Fig. 4, Appendix: section 2, e) shows an undisturbed transition of definitely Lower Dogger (older than Callovian?) to Lower Malm strata (the uppermost carbonate rocks of the Dogger contain the foraminifera *Mesoendothyra croatica* Gušić and *Dictyoconus cayeuxi* Lukas).
- Mudstones/wackestones of Lower Malm age are always intercalated between the ooid grainstones of the Dogger and the ooid grainstones of the Lower Malm (section 2; section 1: beneath and above the first presumed fault, above the second evident fault). Those intercalations of Lower Malm mudstones/wackestones directly above the Dogger/Malm boundary are typical of the Jurassic beds of Slovenia (Buser, 1987 pers. com.). On the other hand, the ooid grainstones containing the alga *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott are placed above such an intercalation and pass without interruption into assured Lower Malm ooid grainstones. No mudstones or wackestones are intercalated at this site.
- Bosellini et al. (1981) state a short drop of sea level during the Callovian which has exposed large parts of the Friuli Platform and interrupted the formation of ooids.
- Hallam (1978, 1988) assumes most important sea level falls in the Late Callovian and in the end of the Bathonian.

Accordingly, the entire sequence of ooid grainstones, including those containing the alga *Palaeosiphonium convolvens* (Praturlon) Elliott, are thought to be of Lower Malm age.

**Upper Malm**

The contact between the beds of the Lower Malm and the Upper Malm also seems to be slightly tectonically overprinted. The occurrence of the index fossil *Clypeina jurassica* Favre above this fault (Fig. 2, Appendix: section 1, e-f), however, undoubtedly indicates the Upper Malm age of the superposed micritic and partly strongly

dolomitized carbonates. The dolomites as well as the calcareous dolomites of the Upper Malm often show a pronounced cryptalgal lamination. Within the intercalated bedded limestones and dolomitized limestones, abundant *Salpingoporella annulata* Carozzi and aberrant Tintinnids (synonym to *Campbelliella striata* Carozzi; (Bernier, 1974) can be found beside *Clypeina jurassica* Favre (Pl. 2, Fig. 3).

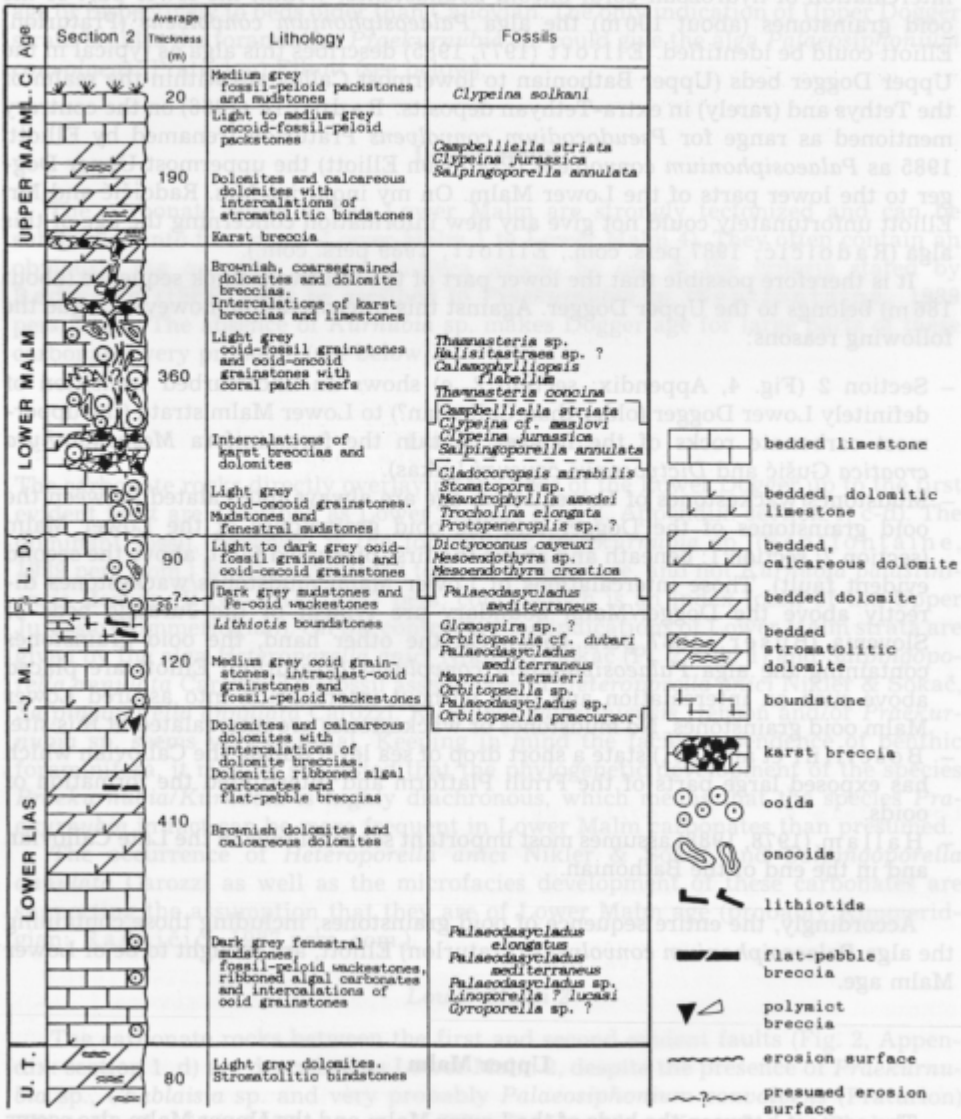



Fig. 4. Schematic column of the Jurassic carbonate rocks from Krka, section 2
*U. T.* Upper Triassic; *M. L.* Middle Lias; *U. L.* Upper Lias; *L. D.* Lower Dogger; *L. C.* Lower Cretaceous

*Lower Malm 4* ( Dogger?)

The Upper Malm carbonate beds are in tectonic contact (juxtaposed) with Dogger and/or Lower Malm carbonates (Dogger?/Lower Malm 4; Fig. 2, Appendix: section 1, f-h) which contain a thick intercalation of ooid grainstones (38,5 m). The abundance of corals and hydrozoans within these oolites and in the superimposed beds (abundant *Cladocoropsis mirabilis* Felix) clearly indicates the Lower Malm age of the oolitic beds and the following micritic carbonates (Fig. 2, Appendix: section 1, g-h).

In the lowermost beds of the upthrusted carbonates (about 55 m) no index fossils could be identified. This means that the stratigraphical position of these carbonates is not defined. The microfacies development of the sequence, composed mostly of micritic carbonates with thin oolithic intercalations, shows much similarities with the carbonates (and microfacies types) of the Lower Dogger (Strohmenger, 1988). It is therefore possible that also some parts of the Dogger (Lower Dogger?) are upthrusted and juxtaposed to the Upper Malm carbonate rocks (Fig. 2, Appendix: section 1, f-g).

A third presumed fault probably separates the upthrown oolites of the Lower Malm from micritic carbonates of the same age (Fig. 2, Appendix: section 1, g) which are rich in oncoids (oncoid boundstones), corals and hydrozoans (*Cladocoropsis mirabilis* Felix).

## Lithology

Limestones are the predominant carbonates of section 1. Dolomites occur only in the Middle Lias and Upper Malm. Except of one very tectonized limestone intercalation (about 10 m, lower part brecciated), the entire Middle Lias consists of dolomites which are mostly brecciated.

The Upper Malm is built up by an alternation of limestones and (mostly) dolomites. The dolomites commonly show marked cryptalgal laminations.

Non-carbonate sediments are only present in the form of a 10 cm thick clay lens which probably represents rather a diagenetically induced layer than a sediment (Strohmenger, 1988).

The thicknesses of the beds vary between less than 10 cm (platy stromatolitic dolomites, Upper Malm) and more than 1 m. The average thickness of the carbonate beds is nevertheless less than 1 m.

## Section 2

Section 2 is located near Krka, about 30 km SSE of Ljubljana (Fig. 1). An undisturbed succession of carbonate rocks (Upper Triassic to Lower Cretaceous) is exposed directly on or close to the path which leads from Krka to a hill with the small village of Mali Korinj (about 750 m).

In contrast with section 1, the carbonate beds of section 2 are tectonically undisturbed, but are in places very badly exposed. This is why the vertical transition of the beds are not always visible. The real value of the thickness may therefore deviate by some tens of meters from the estimated value of about 1270 m.

## Stratigraphy

With the exception of the boundaries betwen the beds ob the Lower Lias to the Middle Lias and the Lower Malm to the Upper Malm the sections containing the stratigraphical boundaries are well exposed and proved by index fossils (Tab. 2) and/or field observations.

Section 2 can be easily subdivided into Upper Triassic (Main Dolomite), Lower Lias, Middle Lias, Upper Lias, Lower Dogger, Lower Malm, Upper Malm and Lower Cretaceous (Fig. 4, Appendix: section 2).

### Lower Lias

The boundary of the Upper Triassic (Main Dolomite) to the Lower Lias is very well exposed. The light gray dolomites of the Upper Triassic pass continiously into the brownish limestones of the Lower Lias (Fig. 4, Appendix: section 2, a-c) which contain the algae *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia and *Palaeodasycladus elongatus* Praturlon (Pl. 1, Fig. 1).

Table 2. Index fossils of section 2

| Age | Index Fossils |
|---|---|
| Main Dolomite | ------- |
| Lower Lias | *Palaeodasycladus* sp.<br>*Palaeodasycladus elongatus* Praturlon<br>*Palaeodasycladus mediterraneus* Pia<br>*Linoporella ? lucasi* Cros & Lemoine<br>*Gyroporella* sp. ? |
| Middle Lias | *Orbitopsella* sp.<br>*Orbitopsella* cf. *dubari* Hottinger<br>*Orbitopsella praecursor* Gümbel<br>*Mayncina termieri* Hottinger<br>*Glomospira* sp. ?<br>*Palaeodasycladus* sp.<br>*Palaeodasycladus mediterraneus* Pia |
| Upper Lias | *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia |
| Lower Dogger | *Dictyoconus cayeuxi* Lukas<br>*Mesoendothyra* sp.<br>*Mesoendothyra croatica* Gušić |
| Lower Malm | *Protopeneroplis* sp. ?<br>*Trocholina elongata* Leupold<br>*Cladocoropsis mirabilis* Felix<br>*Meandrophyllia amedei* Etallon<br>*Calamophylliopsis flabellum* Michelin<br>*Thamnasteria* sp.<br>*Thamnasteria concina* Goldfuss<br>*Halisitastraea* sp. ?<br>*Stomatopora* sp. |
| Upper Malm | *Clypeina jurassica* Favre<br>*Clypeina* cf. *maslovi* Praturlon<br>*Salpingoporella annulata* Carozzi<br>Aberrant Tintinnids:<br>*Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier<br>* *Tintinnopsella besici* Radoičić ?<br>* *Campbelliella* sp. |
| Lower Cetaceous | *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić |

### Middle Lias

The boundary between the Lower Lias and Middle Lias has been fixed with the first appearance of *Orbitopsella praecursor* Gümbel (Fig. 4, Appendix: section 2, c; Pl. 1, Fig. 2). Connected with this stratigraphical change is also a petrographical change from dolomites (Lower Lias) to limestones (Middle Lias) in which, beside other index fossils, also *Mayncina termieri* Hottinger (Pl. 1, Fig. 3) could be found. It is of course, also possible that the boundary is situated somewhat lower within the underlaying dolomites. Unfortunately, these dolomites contain no determinable fossils.

### Upper Lias

The delimitation of the Upper Lias beds is solely based on field observations (Fig. 4, Appendix: section 2, d). The part of the carbonate sequence overlaying the uppermost Middle Lias with the *Lithiotis*-bioherms and underlaying undoubtedly Lower Dogger carbonates (oolites with the index fossils) *Dictyoconus cayeuxi* Lukas and *Mesoendothyra croatica* Gušić) is very well exposed and undisturbed. The carbonates are built up by very dark micrites which are framed by intraclast-ooid-peloid grainstones at the base (which contain *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia and abundant Codiacean fragments) and iron-ooid wackestones at the top. The latter show a fossil assemblage (bentic foraminifera, ostracodes and strongly bored crinoid fragments with thick micrite envelopes) that resembles typical Upper Lias fossil assemblages (Radoičić, 1987 pers. com.) The thickness of the so-called Upper Lias carbonates varies between 12m and 30m. This limited thickness and the ferriferous ooid deposits at the top of the Upper Lias probably can be interpreted as a stratigraphical gap between the Upper Lias and the Lower Dogger.

### Lower Dogger

The Lower Dogger beds are exclusively developed as ooid grainstones which laterally can also be somewhat dolomitized (Fig. 4, Appendix: section 2, d-e). Although such thick oolitic series (about 84m) are thought to be typical of the Lower Malm, the described sequence is of undoubtedly Lower Dogger age. The uppermost beds of the ooid grainstones are rich in the foraminifer *Dictyoconus cayeuxi* Lukas (Pl. 1, Fig. 4). According to Septfontaine (1988), the range of this foraminifer is from Upper Aalenien (?) to Bajocian (Bathonian ?). *Dictyoconus cayeuxi* Lukas together with *Mesoendothyra croatica* Gušić (which is also present within the ooid grainstones) are well known index fossils of the Lower Dogger in the Dinarids (Radoičić, 1966, Gušić, 1969). Outside Yugoslavia these foraminifera are known from the Lower to Middle Dogger.

Oman and Spain: *Dictyoconus cayeuxi* Lukas together with *Spiraloconulus perconigi* Allemann & Schroeder: Bajocian to Bathonian (Allemann & Schroeder, 1972, 1980)

West Thailand: *Lucasella kaempferi* Kemper, synonym to *Dictyoconus cayeuxi* Lukas: Lower to Middle Dogger (Kemper, 1976; Hagen & Kemper, 1976; Kemper et al., 1976)

By means of the index fossils it is well documented that at least the Callovian (or the upper part of the Callovian) is not developed in the investigated area.

### Lower Malm

The Lower Malm beds mainly consist of different ooid grainstones which are partly interrupted by breccias (Fig. 4, Appendix: section 2, e-g). The breccias are of obviously polymict composition. They contain typical clasts of the Lower Malm (ooid grainstones and/or oncoid-peloid packstones) as well as wackestones whose fossil content (*Clypeina jurassica* Favre, *Clypeina* cf. *maslovi* Praturlon, *Salpingoporella annulata* Carozzi and *Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier) clearly identifies them to be of Upper Malm age (Fig. 5). These breccias occur in three horizons within the Lower Malm Carbonate rocks and are certainly wedging out laterally. The breccias themselves and the adjacent limestone beds are often heavily dolomitized. The polymict composition of the breccias (clasts of different composition and age) as well as their confined occurrence as lenticular intercalations within the Lower Malm strata allows the conclusion that they represent true karst breccias. Consequently, they are interpreted to be the lateral equivalents of a bauxite horizon which often is intercalated between the Lower and Upper Malm beds in the Dinarids and is also present nearby the investigated carbonate succession (Buser, 1987 pers. com.).

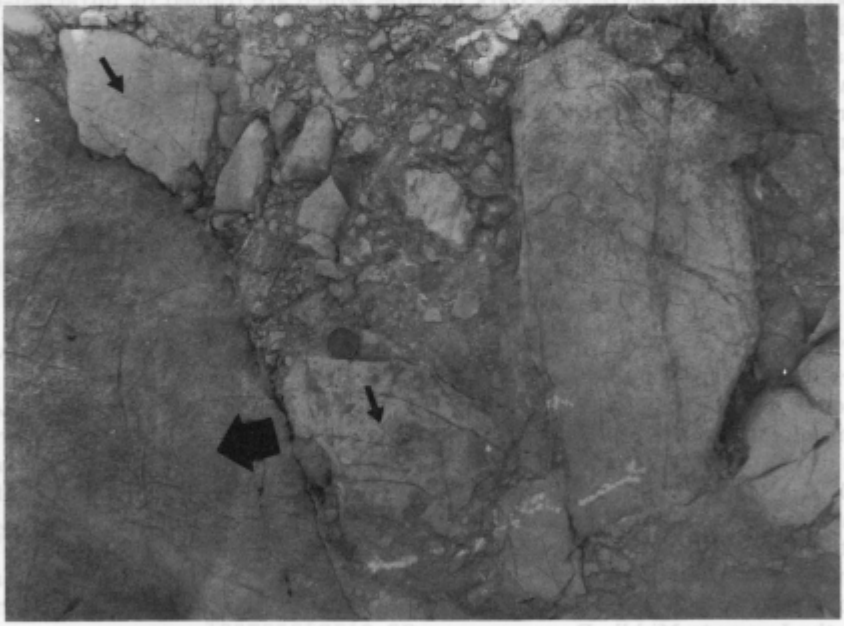


Fig. 5. Karst breccia with clasts of Lower Malm (thick arrow: ooid grainstones) and Upper Malm (thin arrows: mudstones and fossil wackestones). Section 2

### Upper Malm

The boundary between Lower and Upper Malm (Fig. 4, Appendix: section 2, g) is drawn beneath the uppermost (last) breccia which is of more monomict composition (mudstones and fenestral mudstones). Clasts with typical Lower Malm carbonates

(ooid grainstones and oncoid packstones) are missing. Unfortunately, the underlying as well as the superposed carbonates are strongly to completely dolomitized. It may therefore be possible that also this boundary is actually situated a little bit lower within the underlying dolomites. At any rate, only the dolomites above the last breccia show the typical cryptalgal lamination (»cryptalgalaminate carbonates«; Aitken, 1967) which seems to be indicative for the Upper Malm (Strohmenger, 1988). Determinable index fossils (*Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier, *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Carozzi) could only be found within the dolomites situated above the last breccia (in the less dolomitized parts). Therefore, it seems to be appropriate to define the boundary with the last occurence of the karst breccia.

The Upper Malm is mostly developed in the form of bedded and partly stromatolitic dolomites. Only the last 35m of the section (including Lower Cretaceous beds) are built up of pure limestones (Fig. 4, Appendix: section 2, h). The lowermost parts of these limestones contain the alga *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Carozzi and *Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier (Pl. 2, Fig. 4).

The boundary between the Upper Malm and the Lower Cretaceous is somewhat controversial in the Dinarids. Some authors are drawing the boundary either with the appearance of the aberrant Tintinnids (Radoičić, 1960, 1966), after the extinction of *Clypeina jurassica* (Buser, 1968, 1979; Turnšek & Buser, 1966) or a little bit later after the extinction of the aberrant Tininnids (Sokač et al, 1978; Šribar, 1979a, b). A compilation of the literature concerning this problem is given by Šribar (1979b) and Koch (1987). Nevertheless, one has to take into consideration that these microfossils are also facies dependent (Radoičić, 1969). Only minor changes in the environment may be responsible for a diachronous appearance or extinction of the different algae. The investigated carbonates show no marked facies changes; for this reason we place the boundary between the Upper Malm and the Lower Cretaceous after the last appearance of the aberrant Tintinnids (which lies only about 4m above the extinction of *Clypeina jurassica* Favre).

### Lower Cretaceous (Berriasian)

The directly superposed limestones (9m) are free of index fossils but rich in gastropods (Nerineae) and algal laminated, fenestral carbonate deposits at the top (Fig. 4, Appendix: section 2, h). Above this series, within the uppermost exposed beds (about 7m) of the section, an index fossil of the Lower Creataceous *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić could be identified (Pl. 2, Fig. 2). The beds containig *Clypeina solkani* as well as the underlaying limestones (totally about 16m) are therefore supposed to be of Berriasian age.

## Lithology

Section 2 is built up predominantly by limestones, but the content of dolomites is much higher than in section 1. Large parts of the Lower Lias and the Upper Malm are nearly completely formed by thick dolomite beds. In addition, the carbonate rocks of the Lower Dogger (ooid grainstones) and Lower Malm (ooid grainstones, karst breccias) are often laterally dolomitized. The dolomitized areas frequently show a brecciated texture.

The thickness of the beds lies in the same range as for section 1.

## Geochemistry

The determined values of Mg, Sr, Fe, Mn, K (section 1 and 2) as well as Zn (section 2) and Al (section 2) in the investigated calcareous rocks demonstrate a significant facies dependence:

- relative high contents of all elements are typical for calcareous rocks of lagoonal deposits (e. g. mudstones and wackestones)
- high energy deposits (e. g. ooid grainstones) are, on the contrary, markedly depleted in these elements.

The valeus of manganese and strontium are in some cases relatively low. The loss of these elements might be explained by diagenetic processes.

The insoluble residue shows a good correlation with iron, manganese, potassium and aluminium.

The measured elements in the two investigated sections reflect the environmental conditions under which the calcareous rocks were deposited.

Similar geochemical results appear also in other Jurassic sections of the Slovenian Dinaric carbonate platform (Orehek & Ogorelec, 1979, 1981). According to the literature they are within the general limits of calcareous rocks.

## Conclusions

**Section 1:** the age of the carbonates above the beds containing definite index fossils of the Lower Dogger is very uncertain (except for those of the Upper Malm). The abundance of the foraminifer *Palaeosiphonium convolvens* points to Dogger age for most of these carbonates (including a large proportion of the oolits). Nevertheless, there are also hints for Lower Malm ages such as the occurrence of the alga *Heteroporella anici* and the abundance of corals and hydrozoans *(Cladocoropsis mirabilis)* within these carbonate beds. In addition, it cannot be excluded that under siutable environmental conditions (e. g. restricted lagoon) *Praekurnubia* sp. can also be frequent in Oxfordian and Lower Kimmeridgian carbonates, even when *Kurnubia* sp. is missing. We therefore propose not to change the stratigraphy presented by Strohmenger (1988), but to point to the possibility that the carbonates described as Lower Malm might be partly of Dogger age, or respectively, that the range of Praekurnubia sp. and Palaeosiphonium convolvens reaches also into the Lower Malm (Kimmeridgian?) and therefore should be reinvestigated.

**Section 2:** the studied Jurassic carbonate rocks clearly indicate a stratigraphical gap during the Dogger. The index fossils which could be identified point to an age older than Callovian or older than Upper Callovian respectively. Perhaps the break in sedimentation coincides with the assumed fall of sea level during the Callovian or at the end of the Bathonian (Hallam, 1987, 1988; Bossellini et al., 1981). The identified karst breccia (intercalated within Lower Malm carbonate rocks) contains clasts of both Lower and Upper Malm. It therefore indicates a long-term emergence of the carbonate platform during the Upper Malm.

The results of the geochemical analyses must be treated with care because of the extensive fracturing of the carbonates. In relation to the sediment textures and structures they are however useful indicators of the water conditions under which the carbonates were formed.

**Acknowledgments**

This study is based on the Ph. D. dissertation of the senior author and would not have been possible without the support and cooperation of Prof. Dr. G. Müller (Institut für Sedimentforschung, Heidelberg) and prof. Dr. R. Koch (Institut für Paläontologie, Erlangen). The authors greatfully acknowledge Dr. R. Radoičić and B. Sc. L. Šribar for the determination of the foraminifera and algae, as well as Dr. D. Turnšek for the determination of the corals and hydrozoans. C. Strohmenger thanks Dr. M. Septfontaine for the stimulating discussion and the determination of some foraminifera. The senior author is particularly indepted to the Geološki Zavod Ljubljana for providing access to the study area and for the financial support during the field work. A very special acknowledgment from C. Strohmenger is extended to Prof. Dr. S. Buser for his guidance, encouragement and helpful comments. We also wish to thank Dr. A. Strasser for his critical review.

**Literature**

Aitken, J. D. 1967, Classification and environmental significance of cryptalgal limenstones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. – J. Sed. Petrol. *37/4*, 1163–1178, 22 Figs., Tulsa.

Allemann, F. & Schroeder, R. 1972, Spiroconulus perconigi n.gen. n.sp. A. new Middle Jurassic foraminifer of Oman and Spain. – Rev. Esp. de Micropaleont. Núm. Extra. XXX, 199–209, 2 Figs., 3 Pls., Madrid.

Allemann, F. & Schroeder, R. 1980, *Spiraloconulus* nom. nov. for *Spiroconulus* Allemann & Schroeder 1972 (Foraminiferida). – Rev. Esp. de Micropaleont. *12/3*, 358, Madrid.

Bernier, P. 1974, *Campbelliella striata* (Carozzi): Algue dasycladacée? Une nouvelle interprétation de l'»Organisme C« Favre et Richard, 1927. – Géobios 7/2, 155–175, 6 Figs., 3 Pls., Lyon.

Bosellini, A., Masetti, D. & Sari, M. 1981, A Jurassic »Tongue of the Ocean« infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. – Marine Geol. *44*, 59–95, 25 Figs., Amsterdam.

Buser, S. 1968, The development of Jurassic strata in the Outer Dinarids of Slovenia. – First Coll. Geol. Dinaric Alps. Geol. Survey and Geol. Society of Slovenia *1*, 59–67, Ljubljana.

Buser, S. 1974, Tolmač k Osnovni geološki karti SFRJ list Ribnica 1:100.000. – Zvezni geol. zavod Beograd, 50 p., Beograd.

Buser, S. 1979, Jurassic beds in Slovenia. – In: Drobne, K. (ed.): 16th European Micropaleontological Colloquium. Geol. Dev. in Slovenia and Croatia. – Guide Book, 27–36, 1 Fig., Ljubljana.

Elliott, G. F. 1977, Inferred isocrymal distribution of Jurassic dasycladacean algae in Europe, north Africa and southwestern Asia. – J. geol. Soc. London *133*, 363–373, 6 Figs., London.

Elliott, G. F. 1985, *Palaeosiphonium*, a problematic Jurassic alga. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.) *38/5*, 283–286, 4 Figs., London.

Gušić, I. 1969, Some New and inadequatly known Jurassic foraminifers from Central Croatia. – Geol. vjesnik *22*, 55–177, 15 Pls., Zagreb.

Hagen, D. & Kemper, E. 1976, Geology of the Thong Pha Phum Area (Kanchanaburi Province, western Thailand). – Geol. Jb. 21, 53–91, 5 Figs., 7. Pls., Hannover.

Hallam, A. 1978, Eustatic cycles in the Jurassic. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. *23*, 1–32, 11 Figs., Amsterdam.

Hallam, A. 1988, A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. – In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S. Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (eds.): Sea-level changes: an integrated approach. – SEPM Spec. Publ. *42*, 261–273, 10 Figs., 1 Tab., Tulsa.

Kemper, E. 1976, The foraminifera in the Jurassic limestone of west Thailand. – Geol. Jb. *21*, 129–153, 1 Tab., 4 Pls., Hannover.

Kemper, E., Maronde, H.-D. & Stoppel, D. 1976, Triassic and Jurassic limestone in the region northwest and west of Si Sawat (Kanchanaburi Province, western Thailand). – Geol. Jb. *21*, 93–127, 1 Fig., 1 Tab., 6 Pls., Hannover.

Koch, R. 1987, Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung kretazischer Karbonatgesteine im jugoslawischen Raum. – Habilitationsschrift, 214 p., 90 Abb., Heidelberg.

Moullade, M., Haman, D. & Huddleston, R. W. 1981, *Gutnicella*,a new name for *Lucasella* Gutnic and Moullade, 1967 (foraminiferida) non STEWART, 1936 (ostracoda). – J. Paleont. *55/2*, 484, Tulsa.

Orehek, S. & Ogorelec, B. 1979, Sedimentologic features of the Jurassic and Cretaceous carbonate rocks of Trnovski Gozd. Geol. vjesnik *32*, 185–192, Zagreb.

Orehek. S. & Ogorelec, B. 1981, Correlation of microfacial and geochemical characteristics of Jurassic and Cretaceous rocks of the southern carbonate platform in Slovenia. Glas. republ. zav. zašt. prir. – Prir. muzeja (Titograd) *14*, 161–181, Titograd.

Radoičić, R. 1960, Mikrofacije krede i starijeg tercijara spoljnih Dinarida Jugoslavije. – Paleont. Jugosl. Dinarida, (A), *4/1*, 35 p., Titograd.

Radoičić, R. 1966, Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. – Geologija *9*, 5–377, 165 Pls., 11 tab., 2 supps., Ljubljana.

Radoičić, R. 1969, Aberantna grana fosilnih Tintinina (Podred Tintinnina). La branche aberrante des Tintinnines fossiles (Sous-Ordre Tintinnina). – Palaeont. Jugosl. *9*, 5–71, 31 Figs., 8 Pls., Zagreb.

Redmond, C. D. 1964, The foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. – Micropaleont. *10/2*, 251–263, 1 Tab., 2 Pls., New York.

Septfontaine, M. 1988, Vers une classification évolutive des Lituolides (foraminiferes) Jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. – Rev. Paléobiol. Vol. Spéc. *2*, 229–256, 5 Figs., 2 Pl. Genève.

Sokač, B., Velić, I. & Tišljar, J. 1978, A model of biostratigraphic subdivision and an interpretation of depositional environments in the Lower Cretaceous carbonate sediments of Biokovo mountain (south Croatia). – Zbornik radova, IX. kongr. geol. Jugosl., 226–232, 1 Fig., Sarajevo.

Strohmenger, C. 1988, Mikrofazielle und diagenetische Entwicklung jurassischer Karbonate (Unter-Lias bis Ober-Malm) von Slowenien (NW Jugoslawien). – Heidelberger Geowiss. Abh. *24*, 293 p., 59 Abb., 16 Taf., 12 Tab., Heidelberg.

Strohmenger, C., Dozet, S. & Koch, R. 1987a, Oolith-Sequenzen im Jura Südwest-Sloweniens (Mala Gora-Gebirge, Ober-Lias bis Ober-Malm). – In: Koch, R., Müller, G. & Schmitz, W. (eds.): Heidelberger Geowiss. Abh. *8*, 245–248, 3 Abb., Heidelberg.

Strohmenger, C., Dozet, S. & Koch, R. 1987b, Diagenesemuster-Stratigraphie: Oolith-Horizonte im Jura von SW-Slowenien. – Facies *17*, 253–266, 5 Abb.,2 Taf., Erlangen.

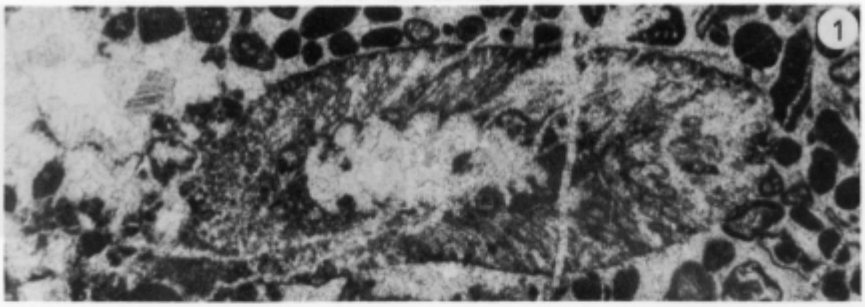
Šribar, L. 1979a, Biostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary layers from south Slovenia. – Geologija *22/1*, 113–116, Ljubljana.

Šribar, L. 1979b, Biostratigraphy of Lower Cretaceous beds from the Logatec plain. – Geologija *22/2*, 277–308, 2 Figs., 9 Pls., Ljubljana.

Turnšek, D. & Buser, S. 1966, The development of the Lower Cretaceous beds and the boundary between Jurassic and Cretaceous formations in the western part of Trnovski Gozd. – Geologija *9*, 527–548, 1 Fig., 6 Tab., 2 Pls., Ljubljana.

**Plate 1**

*1 Palaeodasycladus elongatus* Praturlon, × 16. Lower Lias, thin section; section 2
*2 Orbitopsella praecursor* Gümbel, × 40. Middle Lias, thin section; section 2
*3 Mayncina termieri* Hottinger, × 40. Middle Lias, thin section; section 2
*4 Dictyoconus cayeuxi* Lukas, × 40. Dogger, thin section; section 2


1


2


3


4

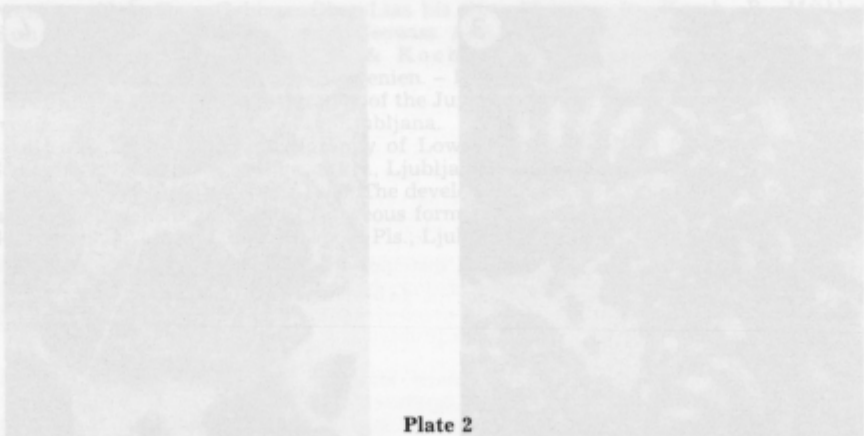
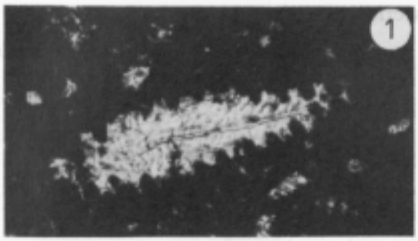
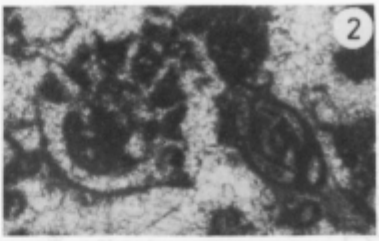
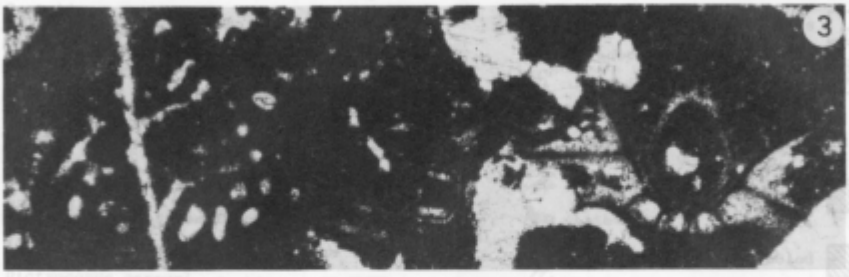


**Plate 2**

1 *Heteroporella anici* Nikler & Sokač, × 40. Lower Malm 1 (Kimmeridgian?), thin section; section 1
2 *Clypeina? solkani* Conrad & Radoičić and Miliolid foraminifer, × 40, Lower Cretaceous (Berriasian); section 2
3 *Parurgonina caelinensis* Cuvillier (left) and *Clypeina jurassica* Favre (right), × 40. Upper Malm, thin section; section 1
4 *Campbelliella striata* (Carozzi) Bernier (aberrant Tintinnids), × 16. Upper Malm, thin section; section 2


1


2


3


4

## Explanation to the sections 1 and 2

### LITHOLOGY

- Bedded Limestone
- Bedded, Dolomitic Limestone
- Bedded, Calcareous Limestone
- Bedded Dolomite
- Clay Intercalation
- Boundstone
- Karst Breccia

### MINERALOGY

- Calcite
- Dolomite
- Insoluble Residue

### DEPOSITIONAL TEXTURES

- M Mudstone
- W Wackestone/Floatstone
- P Packstone
- G Grainstone/Rudstone
- B Boundstone

- Unequivocal Texture (e.g. Grainstone)
- Associated Textures (e.g. Wackestone and Packstone)
- Dominant/Subordinate Texture
- Dominant Texture with thin Intercalations (e.g. mud drapes)
- Presumed Texture (e.g. strongly dolomitized limestones)

### SYNGENETIC STRUCTURES

- cm-lamination
- mm-lamination
- mm-lamination induced by algae/bacteria
- crypalgal lamination (crinckled bedding)
- presumed cryptalgal lamination
- algal bands
- stromatolite
- cross-bedding
- heringbone cross-bedding
- graded bedding
- mud cracks
- fenestral fabric
- bioturbation
- burrows
- geopetal fabric
- bored surface (hardground)
- breccia, monomict
- breccia, polymict
- breccia/conglomerate, monomict
- breccia/conglomerate, polymict
- flat-pebble breccia
- scour mark
- erosion surface
- presumed erosion surface
- sharp contact
- contact overprinted by stylolite

### EPIGENETIC STRUCTURES

- moderately fractured
- strongly fractured
- very strongly fractured
- with calcite/dolomite filled fracture
- stylolite
- contact overprinted by stylolite
- horse-tailing
- breccia, monomict
- breccia, polymict
- breccia/conglomerate, monomict
- breccia/conglomerate, polymict
- Qz quartz
- Py pyrite
- fault
- presumed fault

**COMPONETS**

Micritic intraclasts (round/angular) without internal texture < 4mm

Micritic intraclasts (round/angular) without internal texture > 4mm

Intraclasts (round/angular) with internal texture < 4mm

Intraclasts (round/angular) with internal texture > 4mm

Cortoids

Ooids

Oncoids

Peloids

Fossils (undiff.)

**FOSSILS**

Foraminifera (undiff.)

*Dictyoconus cayeuxi*

*Orbitopsella praecursor*

Algae (undiff.)

*Palaeodasycladus mediterraneus*

*Palaeosiphonium convolvens*

*Salpingoporella annulata*

*Clypeina jurassica*

*Clypeina solkani*

*Campbelliella striata*

*Thaumatoporella parvovesiculifera*

Hydrozoa (undiff.)

*Cladocoropsis mirabilis*

Corals

Gastropods

Bivalves

Shell Accumulation (thin)

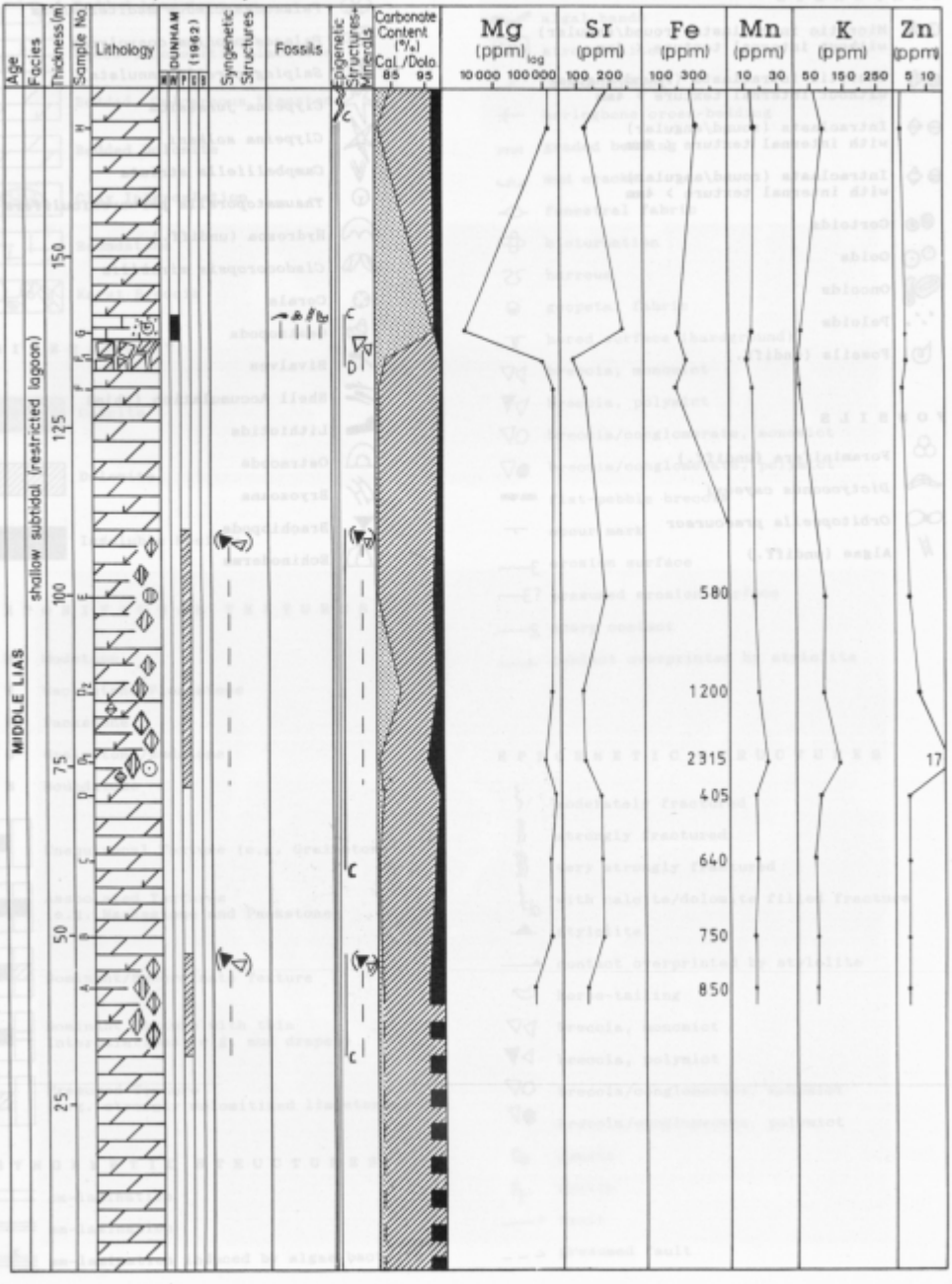
Lithiotids

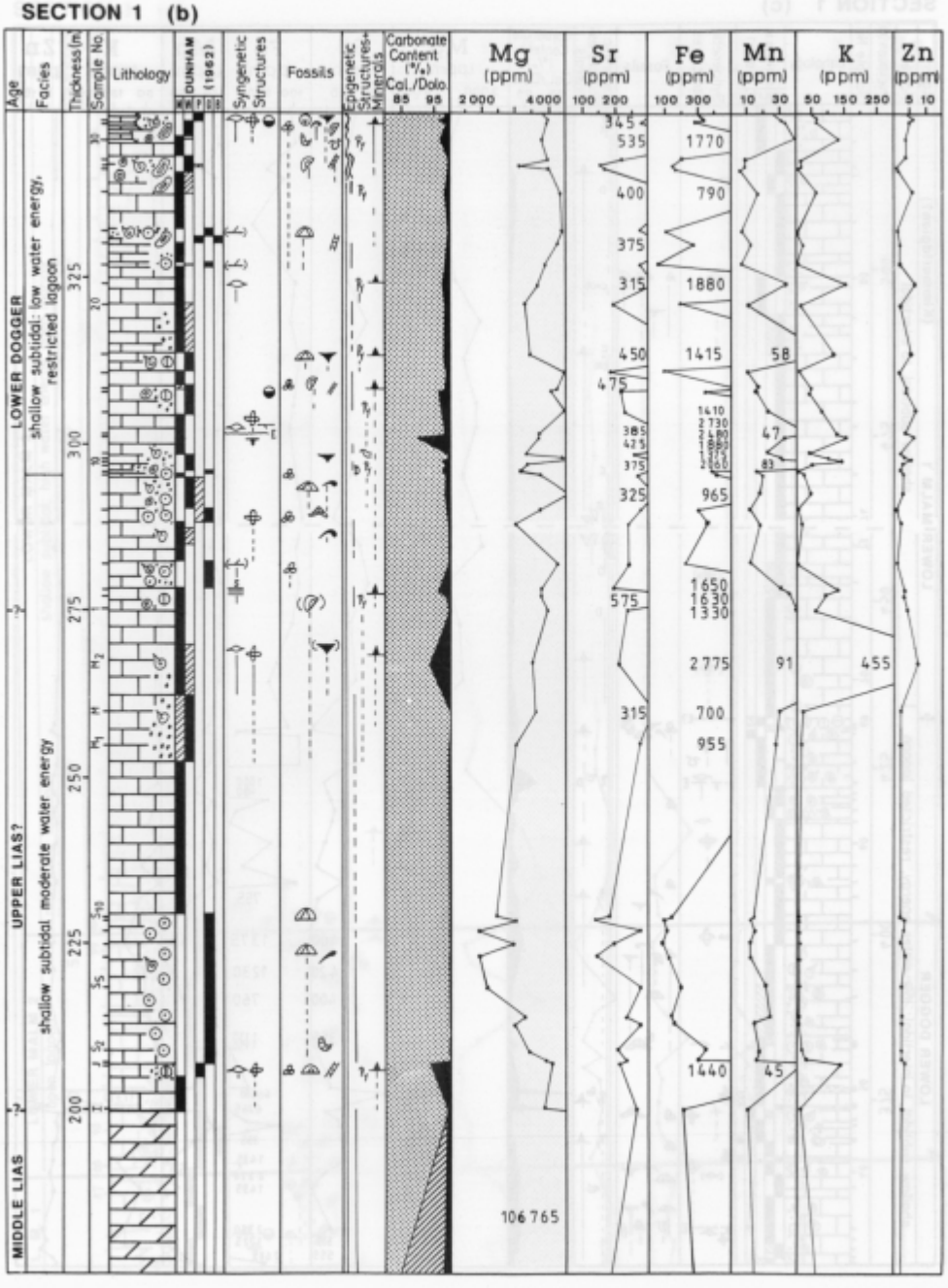
Ostracods

Bryozoans

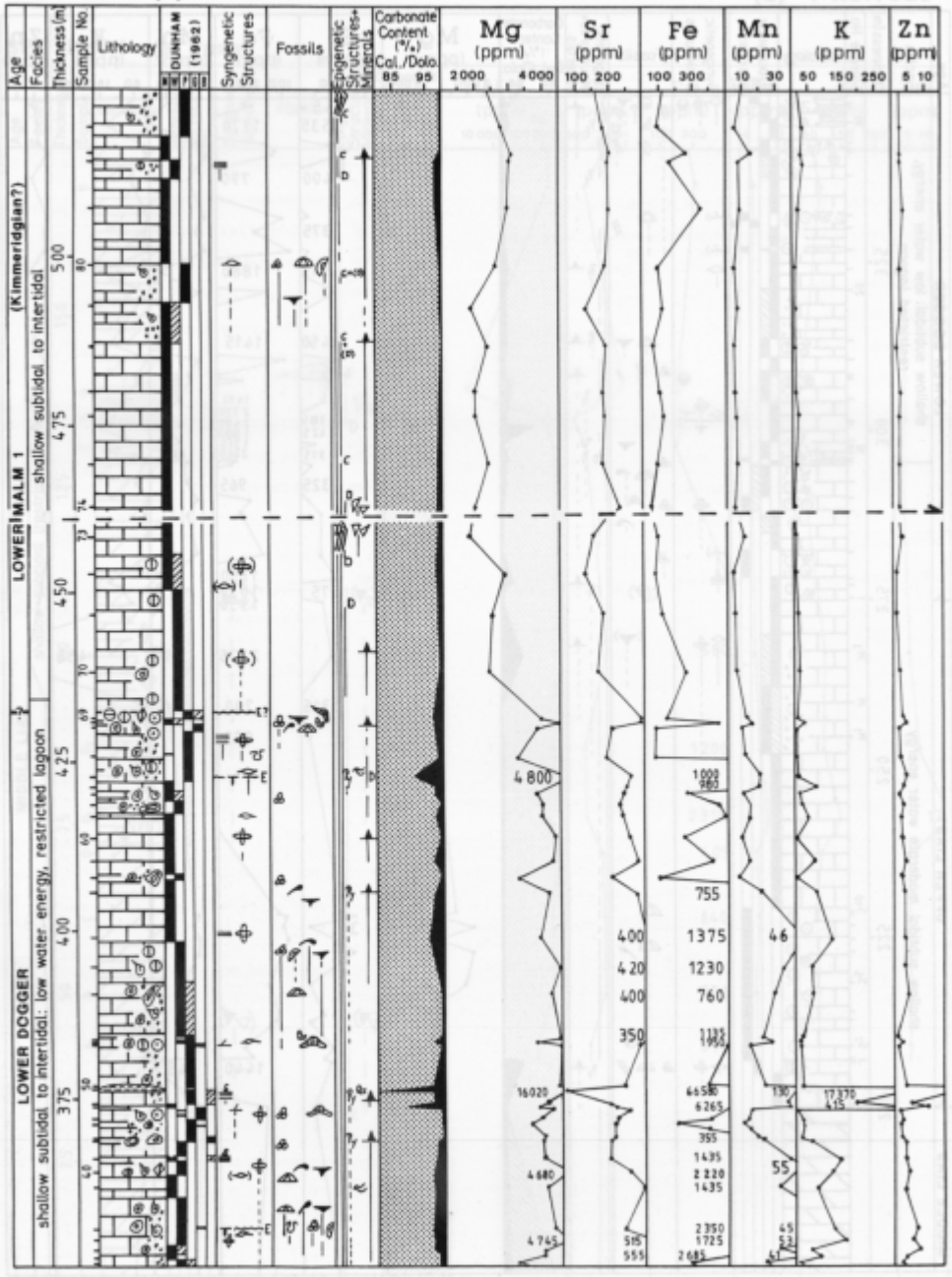
Brachiopods

Echinoderms

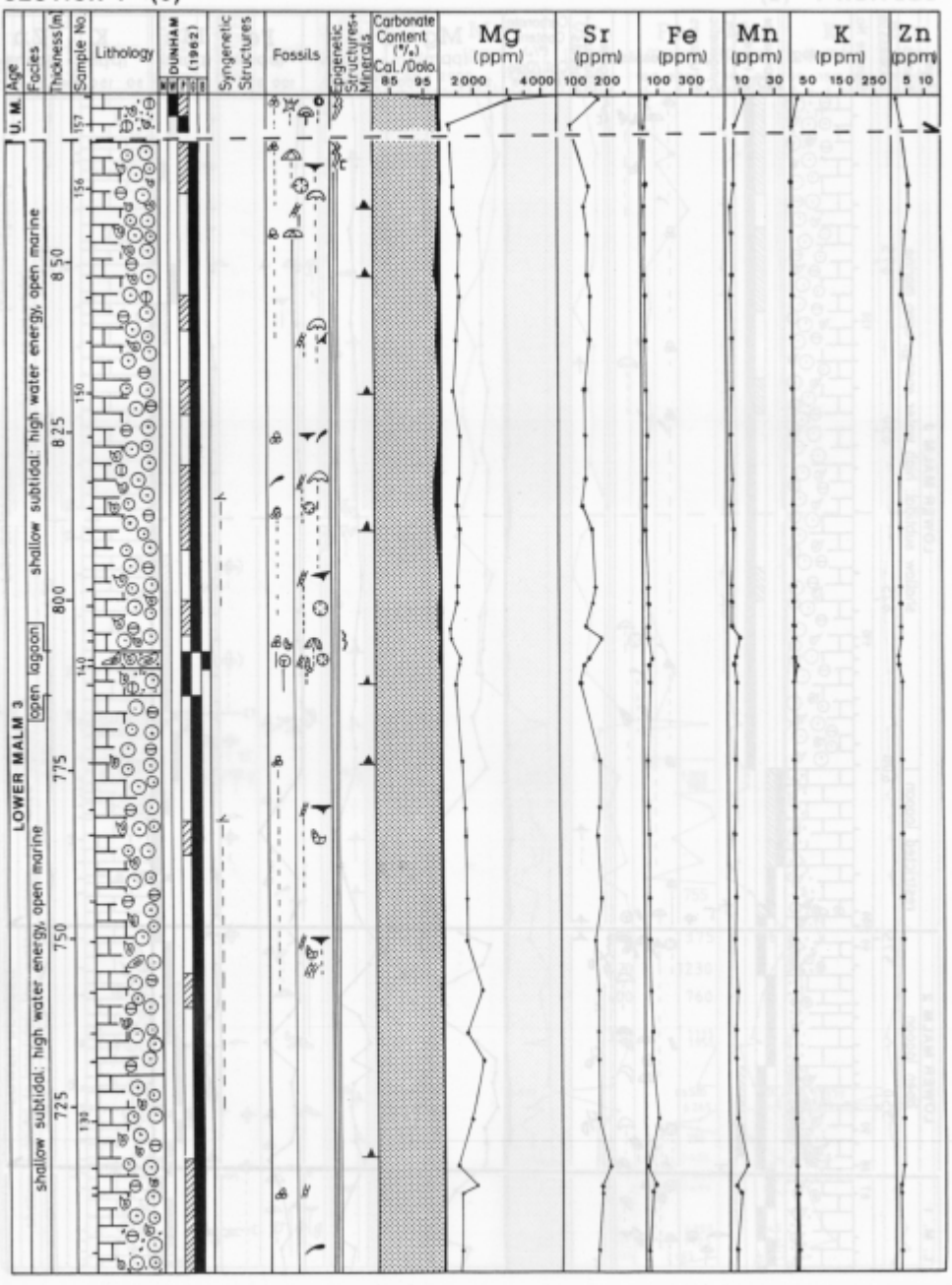

SECTION 1 (a, base)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures-Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm) log
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
MIDDLE LIAS
shallow subtidal (restricted lagoon)
580
1200
2315
405
640
750
850
17

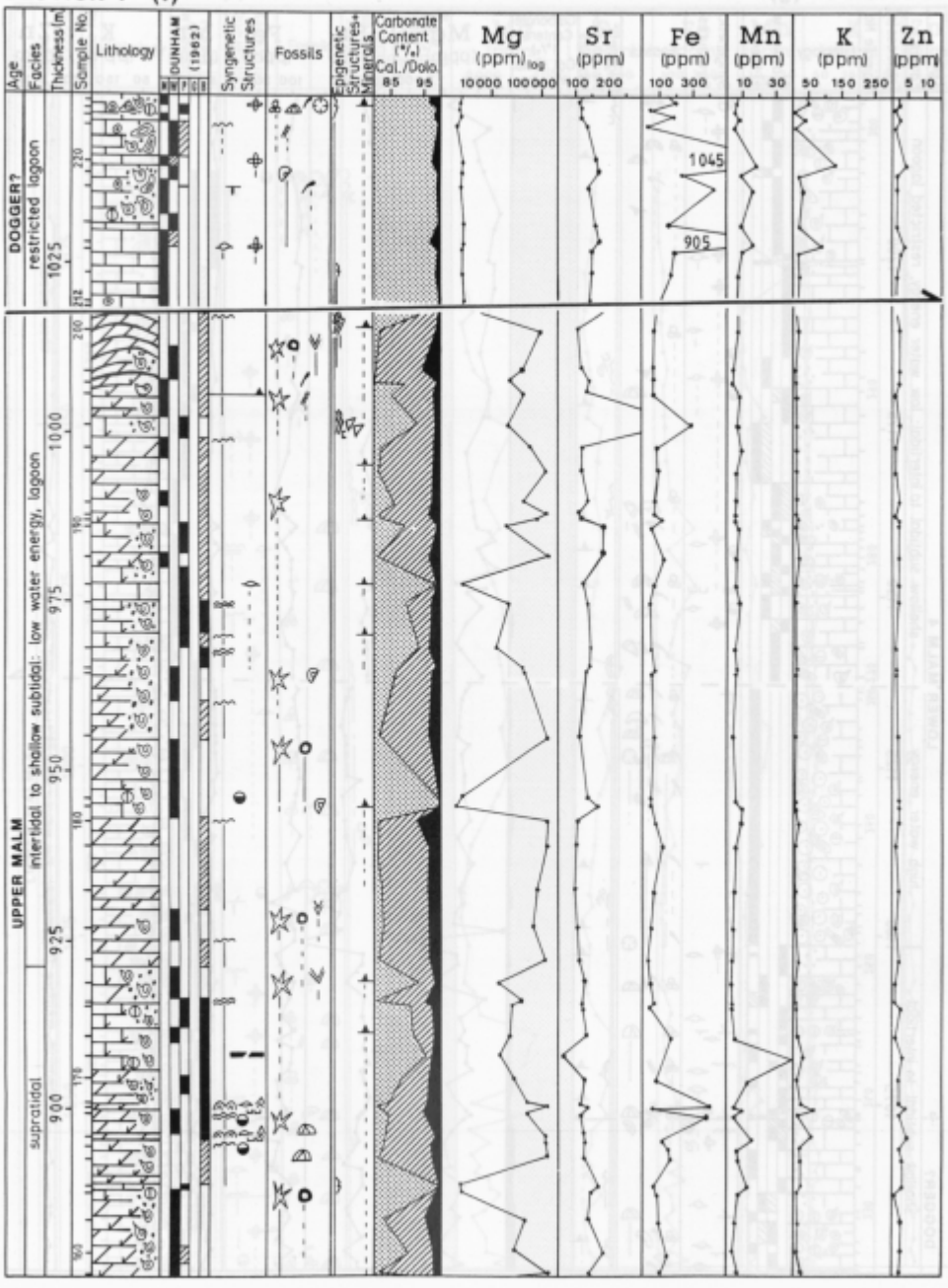

SECTION 1 (b)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm)
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
MIDDLE LIAS
UPPER LIAS?
LOWER DOGGER
shallow subtidal moderate water energy
shallow subtidal: low water energy, restricted lagoon
106 765

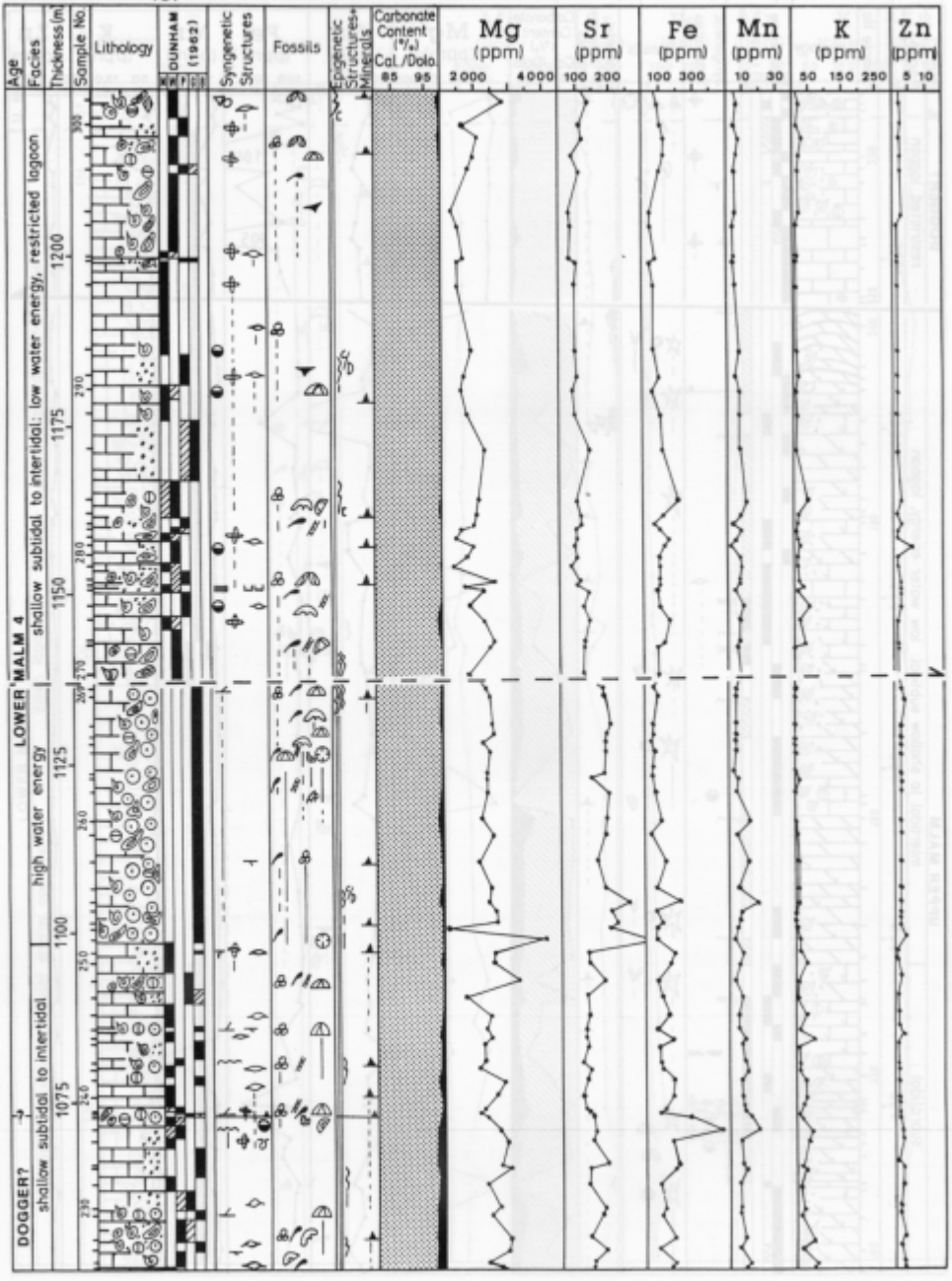
**SECTION 1 (c)**


Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm)
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
LOWER DOGGER
LOWER MALM 1 (Kimmeridgian?)
shallow subtidal to intertidal: low water energy, restricted lagoon
shallow subtidal to intertidal
375
400
425
450
475
500

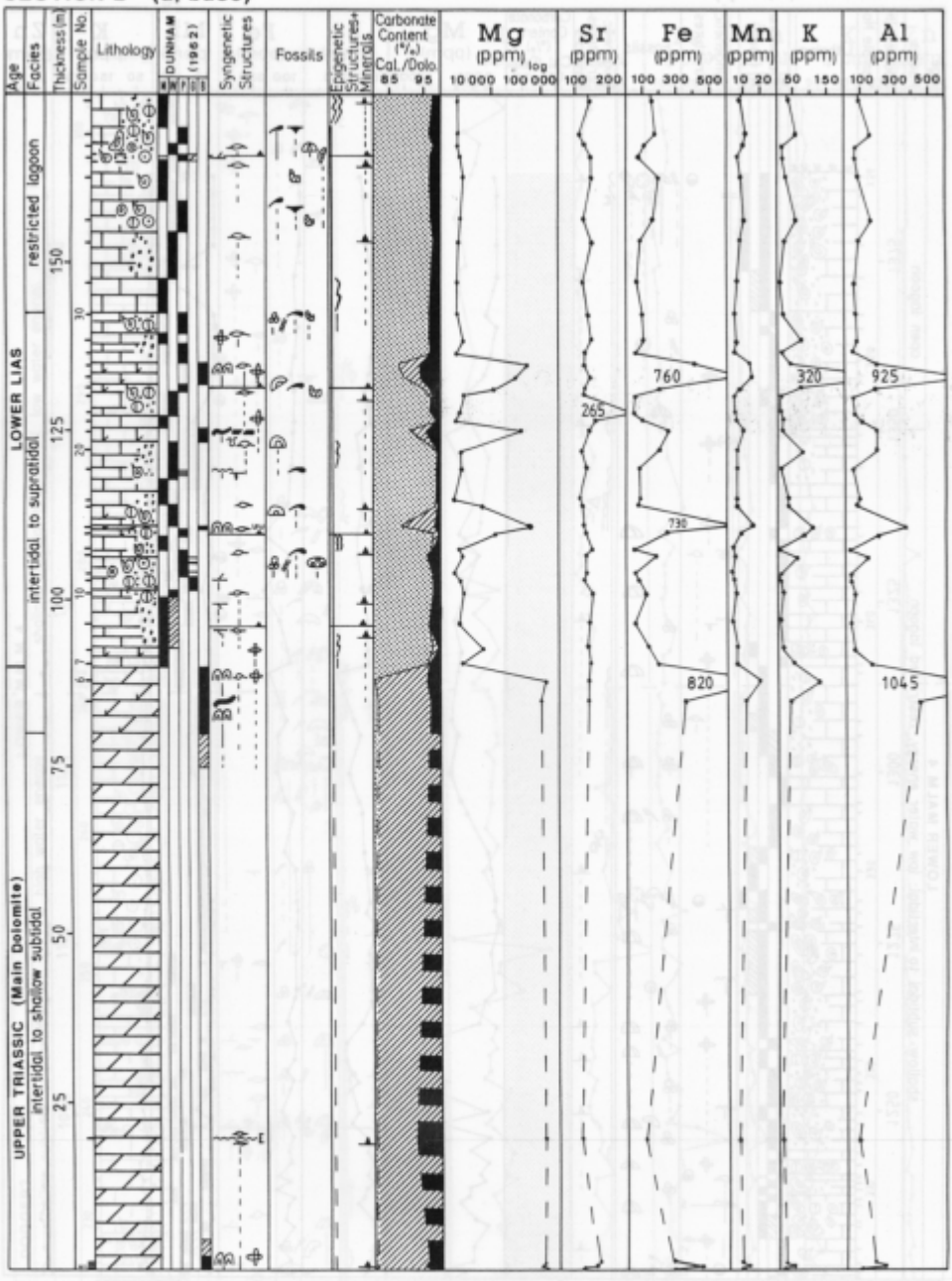

SECTION 1 (d)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo
Mg (ppm)
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
LOWER MALM 3
shallow subtidal: high water energy, open marine
restricted lagoon
LOWER MALM 2
open lagoon
L. M. 1


SECTION 1 (e)
U. M.
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
M
W
P
G
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
65 95
Mg (ppm)
2000 4000
Sr (ppm)
100 200
Fe (ppm)
100 300
Mn (ppm)
10 30
K (ppm)
50 150 250
Zn (ppm)
5 10
LOWER MALM 3
shallow subtidal: high water energy, open marine
open lagoon
shallow subtidal: high water energy, open marine
725
750
775
800
825
850
133
140
150
156
157

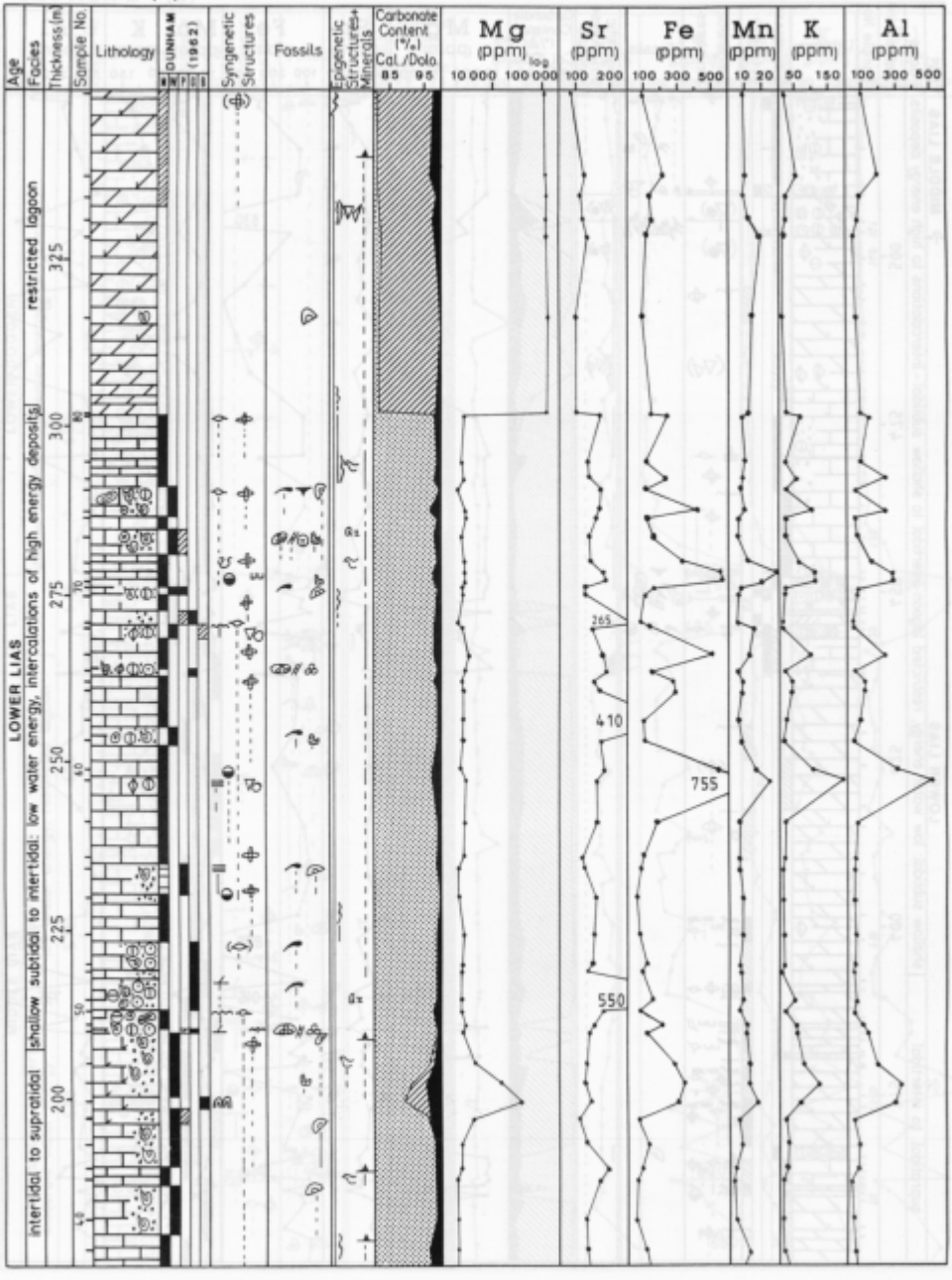

SECTION 1 (f)
Age
Facies
Thickness [m]
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm)log
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
DOGGER?
restricted lagoon
UPPER MALM
intertidal to shallow subtidal: low water energy, lagoon
supratidal
1045
905

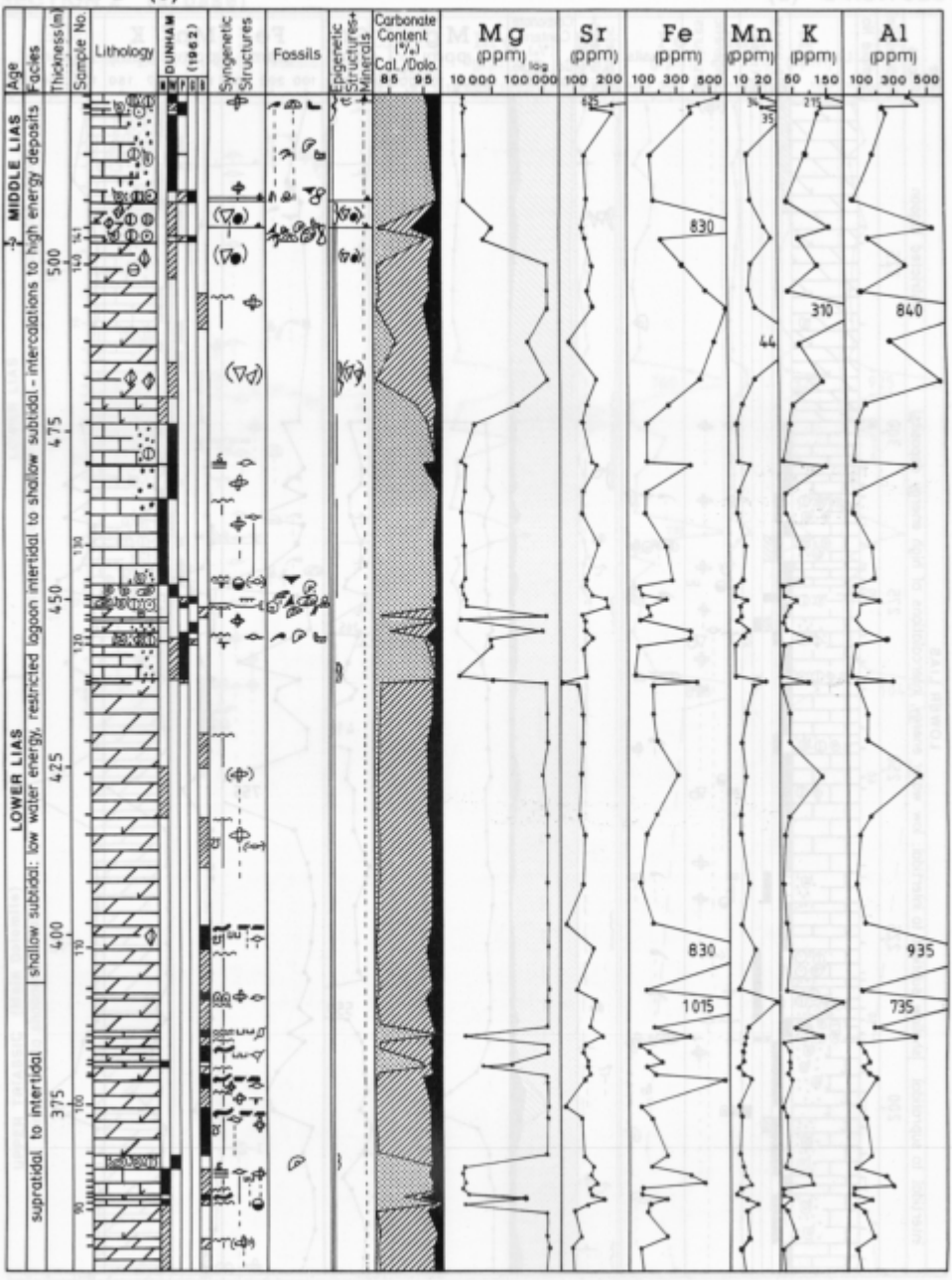

SECTION 1 (g)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo
Mg (ppm)
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
DOGGER?
LOWER MALM 4
shallow subtidal to intertidal
high water energy
shallow subtidal to intertidal: low water energy, restricted lagoon

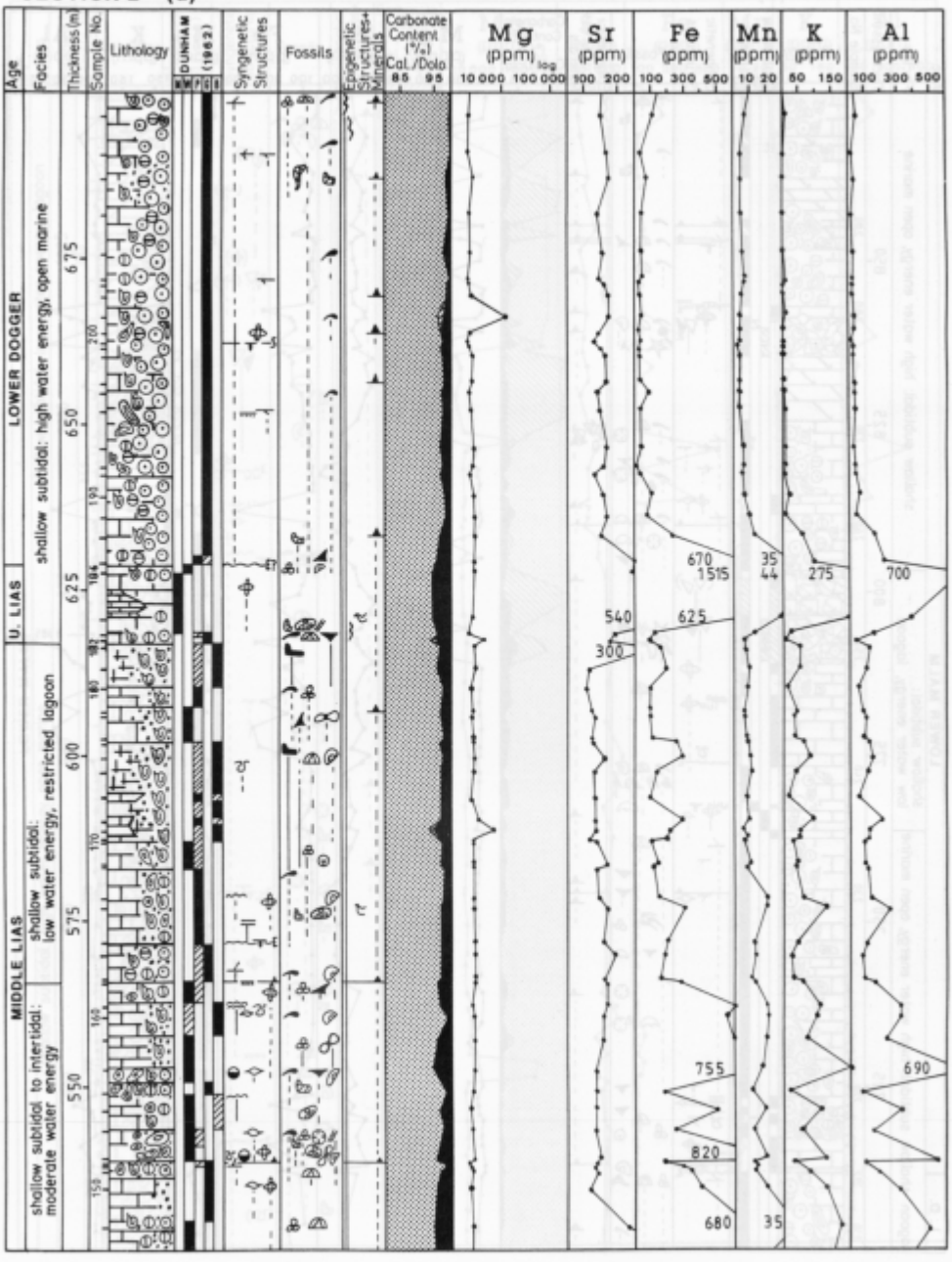

SECTION 1 (h, top)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm)
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Zn (ppm)
LOWER MALM 4
shallow subtidal to intertidal: low water energy, restricted lagoon
open lagoon

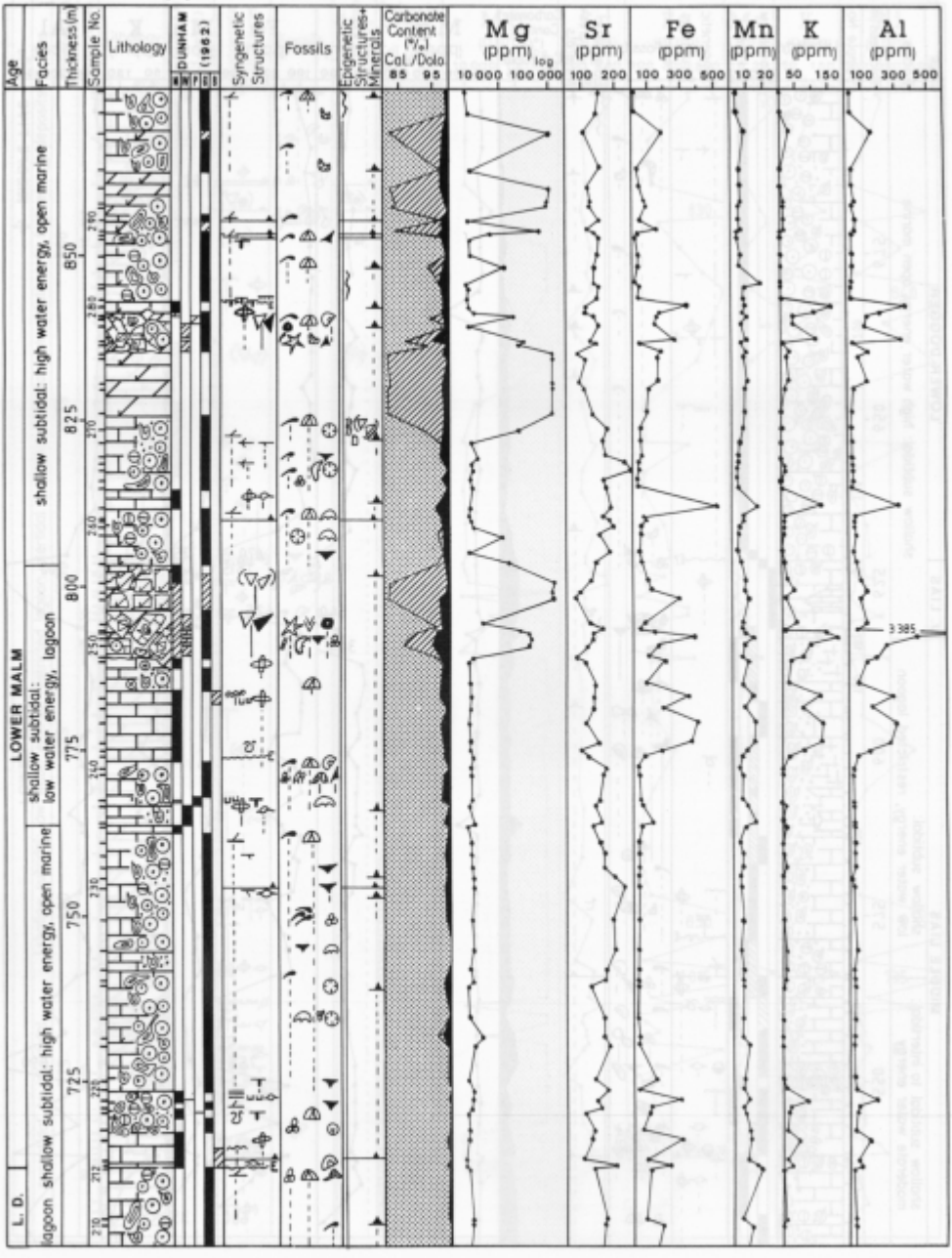

SECTION 2 (a, base)
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo
Mg (ppm) log
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Al (ppm)
LOWER LIAS
UPPER TRIASSIC (Main Dolomite)
restricted lagoon
intertidal to supratidal
intertidal to shallow subtidal
760
265
320
925
820
1045

**SECTION 2 (b)**

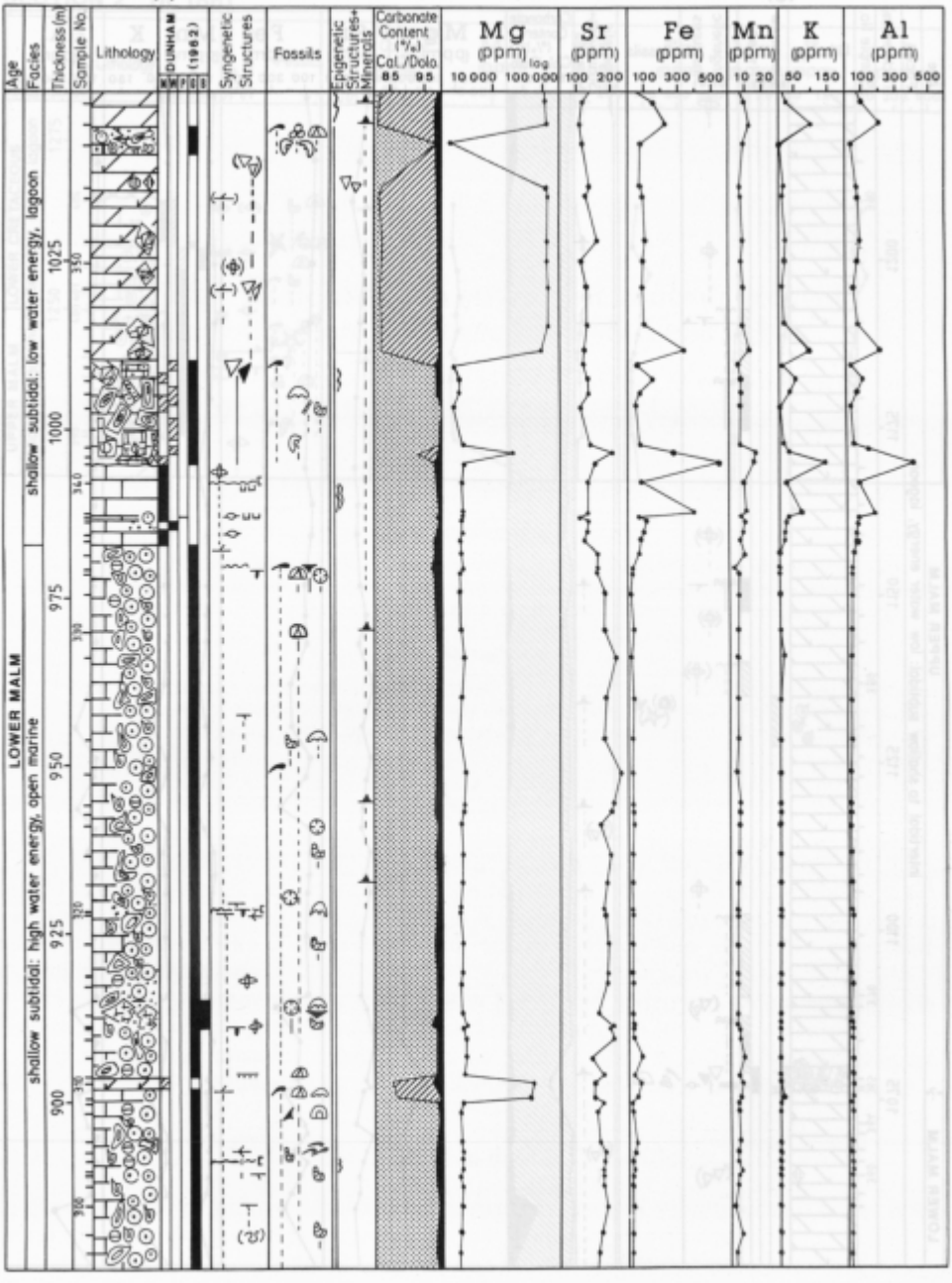

Age
LOWER LIAS
Facies
interidal to supratidal
shallow subtidal to interidal: low water energy, intercalations of high energy deposits
restricted lagoon
Thickness (m)
200
225
250
275
300
325
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
M
W
P
B
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content [%] Cal./Dolo.
85
95
Mg (ppm) log
10 000
100 000
Sr (ppm)
100
200
265
410
550
Fe (ppm)
100
300
500
755
Mn (ppm)
10
20
K (ppm)
50
150
Al (ppm)
100
300
500


SECTION 2 (c)
LOWER LIAS
MIDDLE LIAS
Age
Facies
Thickness (m)
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
85 95
Mg (ppm) log
10 000 100 000
Sr (ppm)
100 200
Fe (ppm)
100 300 500
Mn (ppm)
10 20
K (ppm)
50 150
Al (ppm)
100 300 500
supratidal to intertidal
shallow subtidal: low water energy, restricted lagoon intertidal to shallow subtidal - intercalations to high energy deposits
375
400
425
450
475
500
830
310
840
44
830
1015
935
735

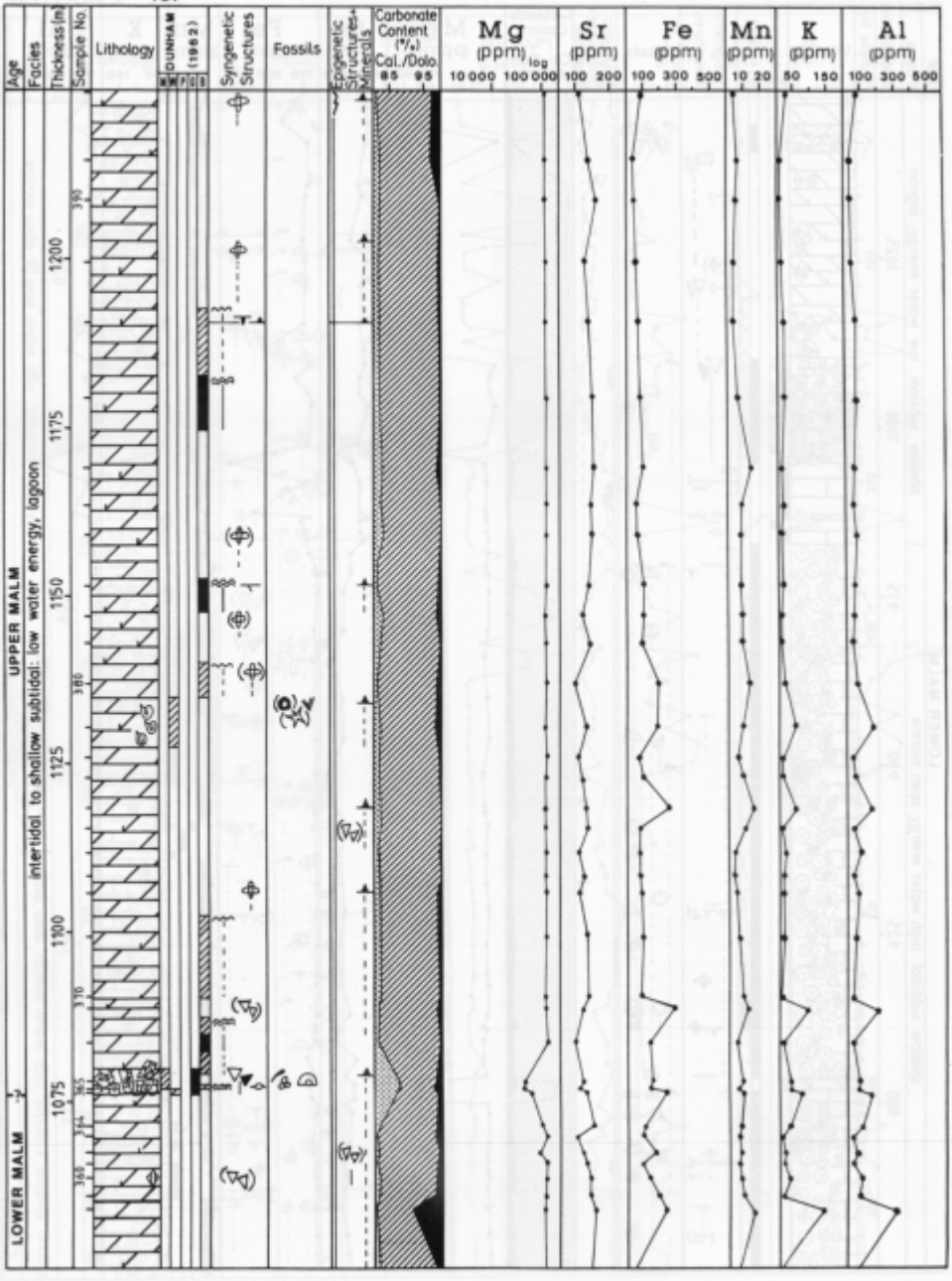

SECTION 2 (d)
Age
MIDDLE LIAS
U. LIAS
LOWER DOGGER
Facies
shallow subtidal to intertidal: moderate water energy
shallow subtidal: low water energy, restricted lagoon
shallow subtidal: high water energy, open marine
Thickness (m)
550
575
600
625
650
675
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo
85 95
Mg (ppm) log
10 000 100 000
Sr (ppm)
100 200
Fe (ppm)
100 300 500
Mn (ppm)
10 20
K (ppm)
50 150
Al (ppm)
100 300 500
540
300
625
670
1515
755
820
680
35
44
275
700
690
35


SECTION 2 (e)
Age
L. D.
LOWER MALM
Facies
shallow subtidal: high water energy, open marine
shallow subtidal: low water energy, lagoon
lagoon shallow subtidal: high water energy, open marine
Thickness (m)
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm) log
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Al (ppm)
3385

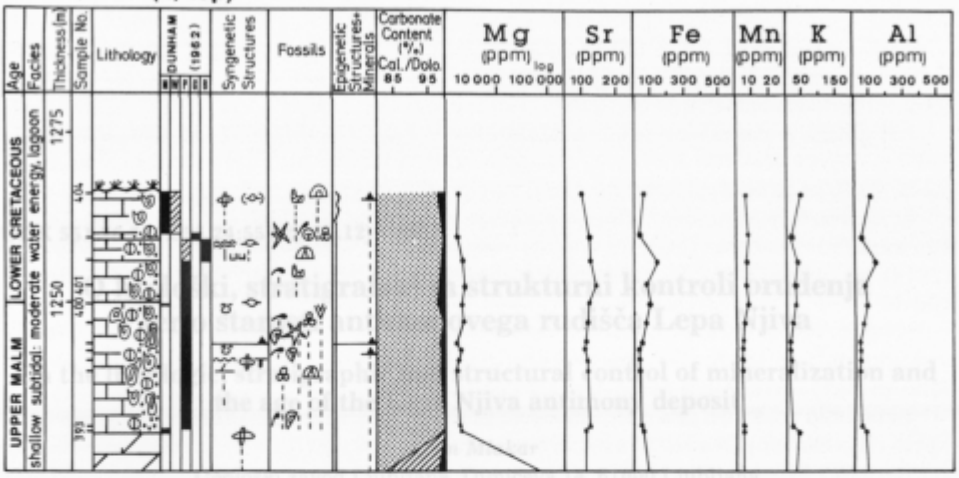
**SECTION 2 (f)**


Age
Facies
Thickness (m)
Sample No
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures + Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo
85 95
Mg (ppm) log
10 000 100 000
Sr (ppm)
100 200
Fe (ppm)
100 300 500
Mn (ppm)
10 20
K (ppm)
50 150
Al (ppm)
100 300 500
LOWER MALM
shallow subtidal: high water energy, open marine
shallow subtidal: low water energy, lagoon
900
925
950
975
1000
1025
310
320
330
340
350

**SECTION 2 (g)**


Age
Facies
Thickness (m)
Sample No.
Lithology
DUNHAM (1962)
Syngenetic Structures
Fossils
Epigenetic Structures+ Minerals
Carbonate Content (%) Cal./Dolo.
Mg (ppm) log
Sr (ppm)
Fe (ppm)
Mn (ppm)
K (ppm)
Al (ppm)
UPPER MALM
LOWER MALM
intertidal to shallow subtidal: low water energy, lagoon
1075
1100
1125
1150
1175
1200
344
365
370
380
390
85
95
10 000
100 000
100
200
300
500
10
20
50
150

**SECTION 2 (h, top)**



SECTION 2 (g)

GEOLOGIJA 33, 353–395 (1990), Ljubljana

UDK 551.76.781:551.24:553.2(497.12) = 863

# O litološki, stratigrafski in strukturni kontroli orudenja ter o starosti antimonovega rudišča Lepa Njiva

## On the lithologic, stratigraphic and structural control of mineralization and the age of the Lepa Njiva antimony deposit

*Ivan Mlakar*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

Najnovejši podatki, predvsem o strukturni kontroli antimonovega rudišča Lepa Njiva nad Mozirjem, dokazujejo terciarno starost orudenja in odpirajo nove perspektive za odkrivanje kovinskih mineralnih surovin na ozemlju Slovenije.

**Abstract**

Results of recent investigations, especially those concerning the structural control of the Lepa Njiva antimony deposit, speak in favour of the Tertiary age of mineralization. They open new perspectives for exploration of metal ore deposits in Slovenia.

## Uvod

Problem produktivnosti terciarnega magmatizma v Sloveniji je že dolgo prisoten. Medtem ko so starejši raziskovalci pripisovali temu metalogenetskemu obdobju pri nastanku naših rudišč izreden pomen, ga v novejših delih obravnavajo kot skoraj jalovega. Problematika ni le akademska, temveč zasluži vso pozornost predvsem z ekonomskega pogleda.

Na primeru antimonovega rudišča Lepa Njiva nad Mozirjem bomo pokazali, da terciarni magmatizem glede kovinskih mineralnih surovin le ni tako nezanimiv.

Raziskave smo opravili v letih 1984 in 1989 v okviru naloge Metalogenetske študije za območje Slovenije in jih je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije.

## Zgodovinski podatki in dosedanje raziskave

Zgodovinske podatke o Lepi Njivi je nanizal Bidovec (1980); dodali bomo le še nekaj informacij.

Mohorič (1978, 222) poroča, da omenjajo Lepo Njivo kot naselje že leta 1241, Teller (1898, 44) pa je zapisal, da so na območju Lepe Njive rudarili že v prvi polovici 19. stoletja.

Po doslej znanih podatkih je Rolle (1857) prvi objavil podrobnejše podatke o Lepi Njivi in jih citira Bidovec (1980). Jamska polja so se imenovala Marija, Fani, Jožef in Flora in so bila registrirana pri rudarskih oblasteh dne 23. 5. 1854.

Kot poroča Mohorič (1978, 222), je bil prvi lastnik Josip Bičman iz Gornjega Grada, s proizvodnjo pa so pričeli leta 1877; do leta 1899 so pridobili 5386 centov (300 ton) antimonove rude (Aigner 1907, 235).

Leta 1897 je rudnik na prisilni dražbi kupil Friderik Höcke iz Gradca. Dne 7. 11. 1928 je objekt prevzela Rudarska združba Antimonov rudnik Lepa Njiva (Mohorič 1978, 222), ki je obstajala do nacionalizacije leta 1946.

Iz najstarejšega raziskovalnega obdobja je pomembna zlasti Tellerjeva geološka karta s tolmačem (1898), ki zajema tudi obravnavano ozemlje, Hinterlechner (1918) pa se je ukvarjal predvsem s starostjo in genezo slovenskih antimonovih rudišč.

Raziskovalna dela so zaživela šele leta 1955 z obnovitvijo štirih starih rovov v skupni dolžini 130 m. Grafenauer (1964) je prvi mikroskopsko preiskal prikamenino in rudo ter nanizal nekaj misli o genezi rudišča.

Leta 1965 so Pleničar in sodelavci pričeli zbirati podatke za Osnovno geološko karto lista Slovenj Gradec in s karto v merilu 1:25.000 zajeli tudi območje Lepe Njive. Dozet, Premru in Stojanovič so nekaj let kasneje pod vodstvom Pleničarja izdelali še geološko karto širšega območja rudišča Puharje in karto razširili tudi na rudišče Lepa Njiva (Drovenik F., 1969). Omenjena karta merila 1:10.000 je bila osnova za raziskovalna dela v letih 1971–1977.

V tem obdobju najintenzivnejših raziskav so izdelali 16 vrtin v skupni dolžini 381,4 m, odvzeli več sto geokemičnih vzorcev in izvedli še druge raziskave. Podatki so zbrani v letnih poročilih o raziskavah in drugi dokumentaciji. Paleontološke raziskave so opravili Rijavčeva, Šribarjeva in Krivičeva, sedimentološke Bidovec, Ogorelec in Orehkova, rudnomikroskopske pa Bidovec in M. Drovenik. Raziskave je vodil F. Drovenik.

Podatke, zbrane v diplomski nalogi je Bidovec (1980) objavil, novejše informacije o zgradbi širšega prostora pa najdemo na listu Slovenj Gradec (Mioč & Žnidarčič, 1983) in njegovem tolmaču (Mioč, 1980).

Paleontološke raziskave naših vzorcev so opravili Šribarjeva, Kolar-Jurkovškova in Jelen, sedimentološke Ogorelec, rentgenske pa Mišič. Vse kemične, geokemične in spektralne analize je opravila Hudnikova na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič (KIBK) v Ljubljani.

Za neobjavljene podatke iz starih letnih poročil in one iz novejšega obdobja, ki so mi jih prepustili v obdelavo, se vsem omenjenim raziskovalcem lepo zahvaljujem.

## Geološka zgradba ozemlja

*Litostratigrafski podatki*

Pri interpretaciji geološke zgradbe rudišča Lepa Njiva in okolice je bila starostna opredelitev kamenin ena izmed najšibkejših točk ter zahteva podrobnejšo obrazložitev.

**Zgornjepermske plasti:** Na geološki karti širše okolice rudišča Puharje, ki so jo izdelali Pleničar in sodelavci (Drovenik F. 1969), so glede na analogijo vse karbonatne kamenine na našem ozemlju uvrstili v zgornji perm, za kar pa niso imeli paleontoloških dokazov. Z najdbo foraminifer *Reichelina* sp., *Agathammina* sp. in

*Cribrogerina* sp. je Šribarjeva leta 1973 dokazala zgornjepermsko starost črnega apnenca z južnega obrobja naše karte.

Pri izdelavi Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1983) so ta podatek spet posplošili na vse karbonatne kamenine v območju rudišča Lepa Njiva. Na tako starostno opredelitev kamenin rudonosnega ozemlja so se kasneje brez pridržka sklicevali tudi drugi raziskovalci (Bidovec, 1974, 1980; Drovenik M. et al, 1980).

Novi podatki kažejo, da pripada zgornjemu permu samo neznaten del karbonatnih kamenin z območja rudišča Lepa Njiva. Take starosti je le temno sivi ali črni, navadno ploščati biomikrosparitni do biomikritni apnenec z debelino pol od nekaj centimetrov do več decimetrov ter z vložki črnih bituminoznih glinovcev, debelih nekaj centimetrov. Ponekod so apnenci nekoliko svetlejši in neplastnati.

Posebnost v razvoju zgornjepermskih skladov na tem prostoru so nekaj milimetrov do največ kot lešnik velike leče, gnezda oziroma zrna temno sivega roženca, ki zaradi trdote lepo izstopajo iz preperele površine apnenca.

Šribarjeva je v treh vzorcih apnenca z različnih lokacij (potok Šunc, Firber, Laznik – sl. 1) našla zgornjepermsko favno, ki sestoji iz alg *Vermiporella nipponica* Endo, foraminifer *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel, *Agathammina* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Nodosaria* sp., *Tuberitina* sp., *Reichelina*, sp., Ophthalmidiidae in drugih fosilnih ostankov, kot *Tubiphytes* sp., Echinodermata, Radiolaria in odlomki lupin mehkužcev.

Na pregledanem območju imamo opraviti le z zgornjimi 23 metri zgornjepermskih skladov, medtem ko njih celotne debeline in razvoja ne poznamo. Kamenine najdemo na več izoliranih območjih. V 450 m dolgem in do 40 m širokem pasu vzdolž potoka Šunc so zgornjepermske plasti najlepše razgaljene; osamljeni krpi apnenca pri Firberju in Lazniku obravnavamo kot vzhodni podaljšek tega pasu. Temno sive bituminozne apnence z drobci roženca najdemo tudi severovzhodno od Gabra in Lesjaka (sl. 1), vendar v preiskanih vzorcih favne nismo našli.

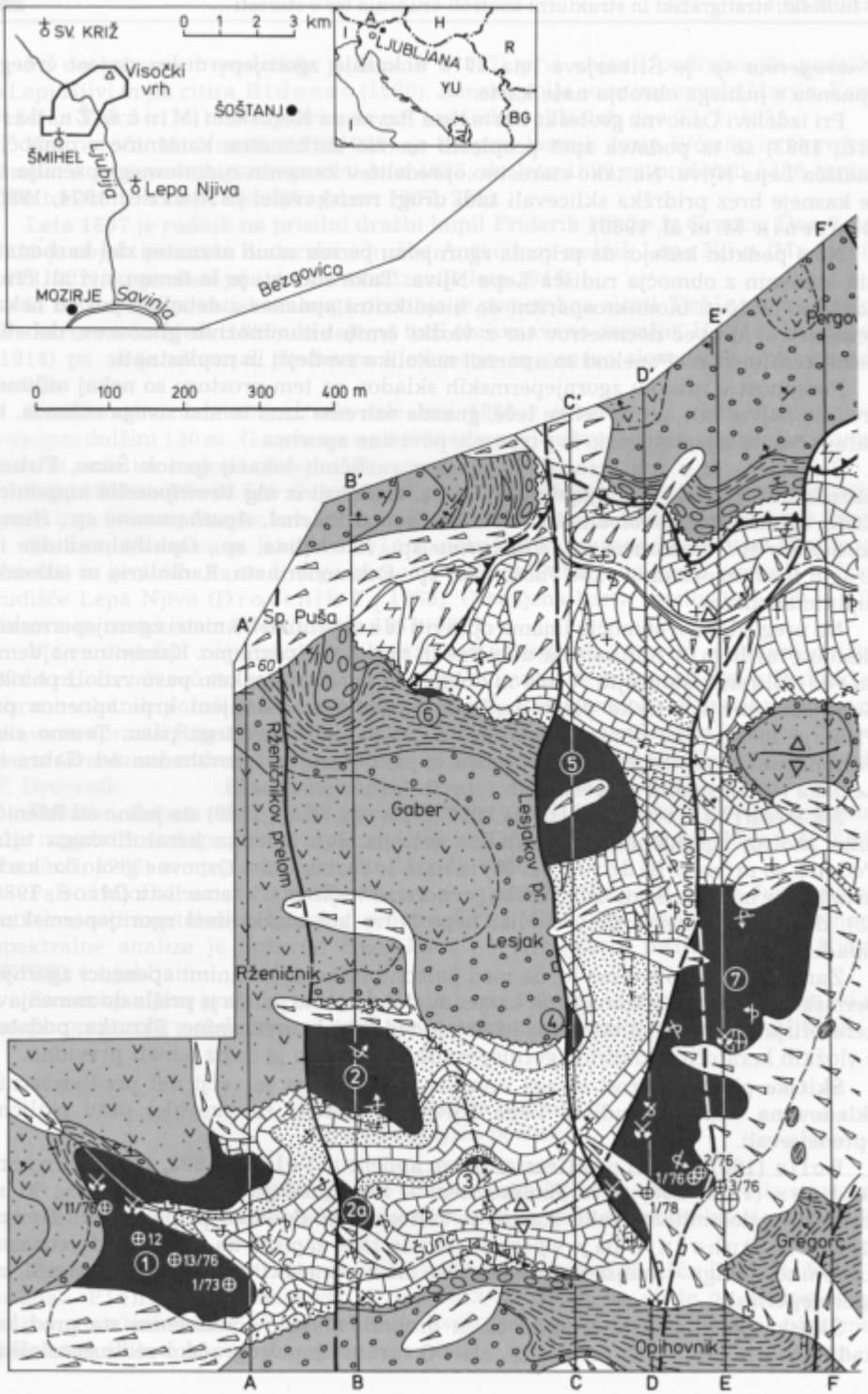
Na Pleničarjevi karti iz leta 1969 (Drovenik F., 1969) sta južno od Rženičnika znotraj zgornjepermskih skladov vrisana dva izdanka keratofirskega tufa. Podatek so privzeli Bidovec (1980) in nato še raziskovalci Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem. Tako lahko preberemo v tolmaču k temu listu (Mioč, 1980, 25), da se javlja keratofir v okolici Lepe Njive kot vložki med zgornjepermskimi skladi.

Zanesljivo lahko trdimo le, da med paleontološko dokazanimi apenenci zgornjepermske starosti ni vulkanogenih kamenin, domnevamo pa, da je prišlo do zamenjave keratofirja z okremenelimi telesi, ki dajejo videz kisle predornine. Skratka, podatek o vložkih keratofirja znotraj zgornjepermskih kamenin je treba jemati previdno.

**Skitske plasti:** Starost sivega apnenca, iz katerega je večji del predterciarnih skladov na območju rudišča Lepa Njiva, so starejši raziskovalci prav različno opredeljevali.

Rolle (1857) govori o guttensteinskem apnencu, Teller (1898, 44) in Hinterlechner (1918, 395) pa o školjkovitem – torej srednjetriasnem apnencu, ki se menjava z dolomitom. Tako starost je rudonosnim skladom pripisal tudi Berce (1963, 11), Duhovnik pa je v poročilu iz leta 1946 zapisal, da gre za spodnjetriasno kamenino. Drugi – mlajši raziskovalci so imeli apnenec, kot smo že poudarili, za zgornjepermski.

Skitske plasti sestoje iz apnenca in drobnih klastitov. Kamenini sta pred leti nadrobno preiskala Bidovec in Ogorelec. O rezultatih petrografsko-sedimentoloških




Sl. 1. Geološka karta območja Lepe Njive

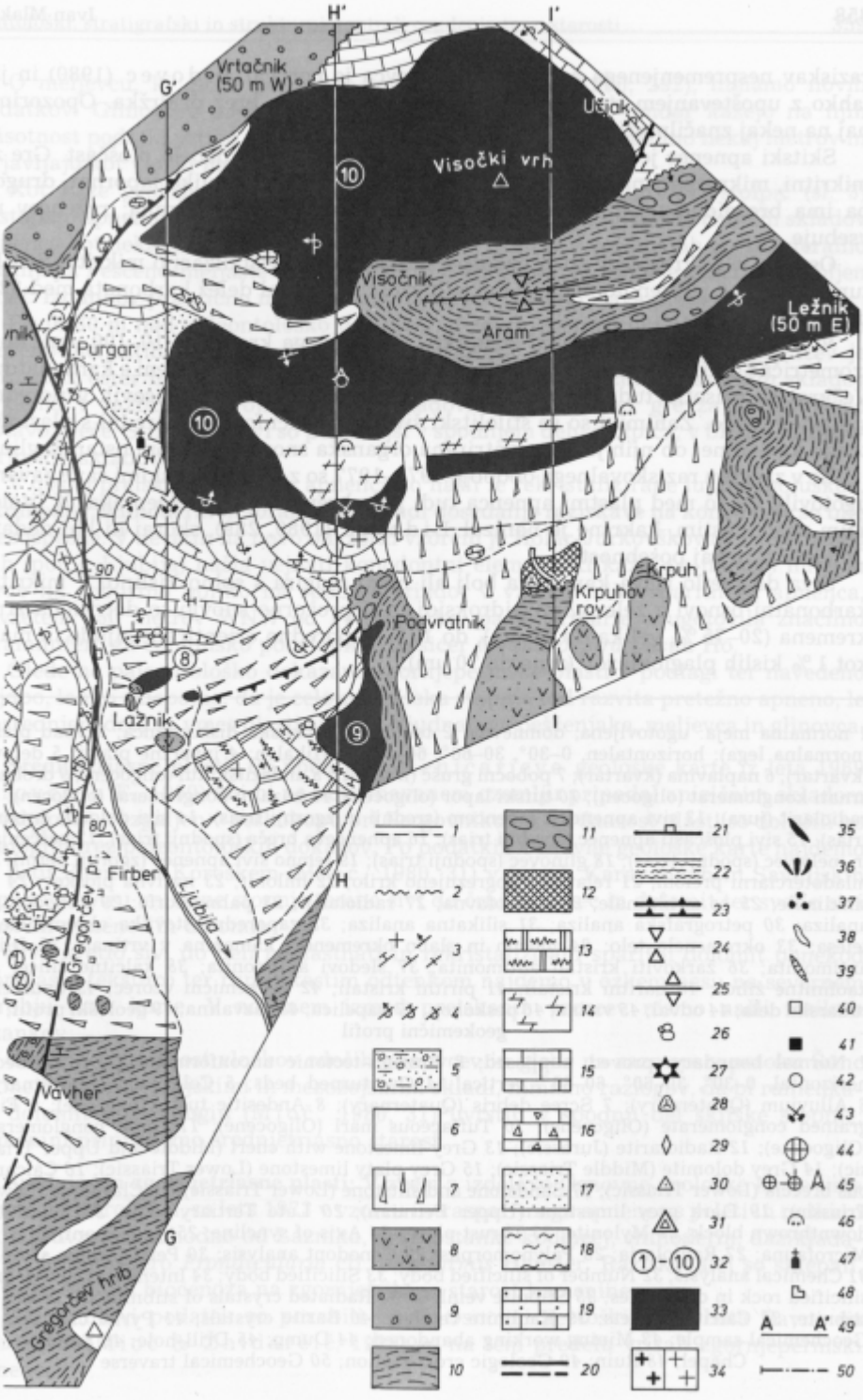



Fig. 1. Geological map of the Lepa Njiva area

raziskav nespremenjenega apnenca in meljevca je poročal Bidovec (1980) in jih lahko z upoštevanjem starostne korekture, privzamemo brez pridržka. Opozorimo naj na nekaj značilnosti.

Skitski apnenec je siv, tu in tam temno siv in tanko do debelo ploščast. Gre za mikritni, mikrosparitni ali sparitni apnenec, ki je včasih nekoliko lapornat, drugod pa ima brečoidno teksturo. Ponekod je kamenina rahlo laminirana; rožencev ne vsebuje.

Osnova je mikrosparit ali psevdosparit, nastal z rekristalizacijo mikrita. Struktura kamenine je ksenotopična. V devetih vzorcih je nihal delež karbonata med 82,8 in 97,1 %.

V nekaterih vzorcih je nekaj odstotkov detritičnega kremena (10–100 μm), ki je izometrične oblike in valovito potemnjuje. Robovi so pogosto najedeni s karbonatom. Večkrat so prisotni tudi sericit in luskice muskovita, ki leže v pasovih vzporedno s plastovitostjo. Zanimivi so še stilolitski šivi, ki so večinoma vzporedni s plastovitostjo kamenine; ob njih je skoncentrirana organska snov ter netopni ostanek glin.

Že v začetku raziskovalnega obdobja 1971–1977 so z mikroskopskimi raziskavami ugotovili, da so med plastmi apnenca tudi pole kremenovega peščenjaka. K litološkim značilnostim, kakršne je nanizal Bidovec (1980, 289), skoraj ni kaj dodati. Oglejmo si nekaj posebnosti.

Siva do svetlo rjava kamenina bolj ali manj reagira s solno kislino. V mikritni karbonatni osnovi z železovimi hidroksidi in neprozorno snovjo so detritična zrna kremena (20–75 %, velika do 70 μm), do 10 % vzporedno orientirane sljude in manj kot 1 % kislih plagioklazov (zrna do 70 μm).

---

*1* normalna meja: ugotovljena, domnevna; *2* tektonsko-erozijska diskordanca; *3* vpad plasti (normalna lega): horizontalen, 0–30°, 30–60°, 60–85°, vertikalen; *4* inverzne plasti; *5* deluvij (kvartar); *6* naplavina (kvartar); *7* pobočni grušč (kvartar); *8* andezitski tuf (oligocen); *9* drobnozrnati konglomerat (oligocen); *10* tufski lapor (oligocen); *11* bazalni konglomerat (oligocen); *12* radiolarit (jura); *13* sivi apnenec z rožencem (srednji in zgornji trias); *14* sivi dolomit (srednji trias); *15* sivi ploščasti apnenec (spodnji trias); *16* apnenčeva breča (spodnji trias); *17* peščenjak in meljevec (spodnji trias); *18* glinovec (spodnji trias); *19* temno sivi apnenec (zgornji perm); *20* mladoterciarni prelom; *21* relativno pogreznjeno krilo; *22* milonit; *23* narivna ploskev; *24* os sinklinale; *25* os antiklinale; *26* mikrofavna; *27* radiolariji; *28* palinomorfe; *29* konodontna analiza; *30* petrografska analiza; *31* silikatna analiza; *32* zaporedna številka okremenelega telesa; *33* okremenelo telo; *34* močno in slabo okremenela kamenina v vrtinah; *35* žilice antimonita; *36* žarkoviti kristali antimonita; *37* sledovi antimonita; *38* kalcitne žilice; *39* kaolinitne žilice; *40* baritni kristali; *41* piritni kristali; *42* geokemični vzorec; *43* opuščena rudarska dela; *44* odval; *45* vrtina; *46* peskokop; *47* kapelica; *48* razvalina; *49* geološki profil; *50* geokemični profil

*1* Normal boundary: proved, supposed; *2* Erosion-tectonic unconformity; *3* Dip of beds: horizontal, 0–30°, 30–60°, 60–85°, vertical; *4* Overturned beds; *5* Colluvium (Quaternary); *6* Alluvium (Quaternary); *7* Scree debris (Quaternary); *8* Andesitic tuff (Oligocene); *9* Fine grained conglomerate (Oligocene); *10* Tuffaceous marl (Oligocene); *11* Basal conglomerate (Oligocene); *12* Radiolarite (Jurassic); *13* Grey limestone with chert (Middle and Upper Triassic); *14* Grey dolomite (Middle Triassic); *15* Grey platy limestone (Lower Triassic); *16* Calcareous breccia (Lower Triassic); *17* Sandstone and siltstone (Lower Triassic); *18* Claystone (Lower Triassic); *19* Dark grey limestone (Upper Permian); *20* Late Tertiary fault; *21* Relatively downthrown block; *22* Mylonite; *23* Thrust plane; *24* Axis of syncline; *25* Axis of anticline; *26* Microfauna; *27* Radiolaria; *28* Palynomorphs; *29* Conodont analysis; *30* Petrographic sample; *31* Chemical analysis; *32* Number of silicified body; *33* Silicified body; *34* Intensively and poorly silicified rock in drill-holes; *35* Stibnite veinlets; *36* Radiated crystals of stibnite; *37* Traces of stibnite; *38* Calcite veinlets; *39* Kaolinite veinlets; *40* Barite crystals; *41* Pyrite crystals; *42* Geochemical sample; *43* Mining working abandoned; *44* Dump; *45* Drill-hole; *46* Sand pit; *47* Chapel; *48* Ruin; *49* Geologic cross section; *50* Geochemical traverse

O meljevcu, ki ga je podrobno opisal Bidovec (1980, 292), nimamo novih podatkov. Glinovcev med skitskimi skladi nismo opazili, vendar kažejo na njih prisotnost podatki vrtine 8/76; temno sivi glinovci dosežejo debelino nekaj metrov in se javljajo kot vložki med meljevci.

Kot kaže geološka karta (sl. 1), prerezi (sl. 2) in stratigrafski stolpič (sl. 3) nastopajo apneno-sljudnati peščenjaki in meljevci znotraj vsaj 220 m debelih skladov apnenca kot nekaj metrov do 50 m debele plasti, in sicer v več nivojih ter se lateralno izklinjajo. Peščeno-meljaste kamenine hitro preperevajo in zanje je značilen zaobljen relief. Izdankov praktično ni; kamenino izdaja le rumeno rjava preperina.

Prvih 30 m nad paleontološko dokazanimi zgornjepermskimi plastmi ni vložkov peščeno-meljastih kamenin. Stik zgornjepermskih in spodnjeskitskih apnencev je normalen, oster in nepretrt. Kamenine z brečasto teksturo znotraj skitskih skladov najdemo v različnih nivojih apnene skladovnice, pri čemer gre za monomiktno sestavo breče. Stilolitski šivi so pogostejši v spodnjem delu stolpiča, v bližini zgornjepermskih skladov.

V doslej preiskanih vzorcih apnenca so našli le rekristalizirane lupine moluskov, ostrakodov, ehinoderm in foraminifer. Tudi dosedanje raziskave na konodonte so bile brezuspešne. V devetih na novo odvzetih vzorcih je Kolar-Jurkovškova v enem izmed njih (potok Ljubija) našla vejnati konodontni element, ki kaže, po njenem mnenju glede na robustno obliko na spodnjo triado; v vzorcu mikrosparitnega apnenca, odvzetem 150 metrov WNW od Podvratnika, pa je Šribarjeva ugotovila značilno foraminifero za campilsko podstopnjo, in sicer *Meandrospira pusila* Ho.

Glede ne paleontološko dokazane zgornjepermske plasti v podlagi ter navedeno najdbo, lahko sklepamo, da je celotna skitska stopnja tod razvita pretežno apneno, le v osrednjem delu so vmes plasti apneno sljudnatega peščenjaka, meljevca in glinovca.

**Srednjetriasne plasti:** Po podatkih Pleničarjeve geološke karte iz leta 1969 (Drovenik F., 1969) naj bi na obravnavanem ozemlju pripadal anizičnim skladom sivi dolomit, razgaljen v peskokopu pri Pergovniku (sl. 1). Starost plasti so določili po analogiji brez paleontoloških dokazov. Po podatkih Osnovne geološke karte najdemo na listu Ravne na Koroškem (Mioč, 1980, 31) v južnih Karavankah in Savinjskih Alpah v okviru anizične stopnje temno sivi do črni apnenec in dolomit ter svetlo sivi masivni apnenec in dolomit.

Sivi, svetlo sivi do beli neplastnati in rekristalizirani sparitni dolomit ponekod z brečasto teksturo ter rumenkastim odtenkom najdemo v ozkem pasu na severnem obrobju naše karte. V nobenem izmed preiskanih vzorcev nismo našli fosilnih ostankov.

Glede na odsotnost vložkov rdečih glinovcev in glede na razmere v potoku Šunc na meji med paleozojskimi in mezozojskimi skladi, nimamo razlogov, da bi rumenkasti dolomit po analogiji (Mioč, 1980, 31) uvrstili v spodnji del skitske stopnje; kamenini pripisujemo srednjetriasno starost.

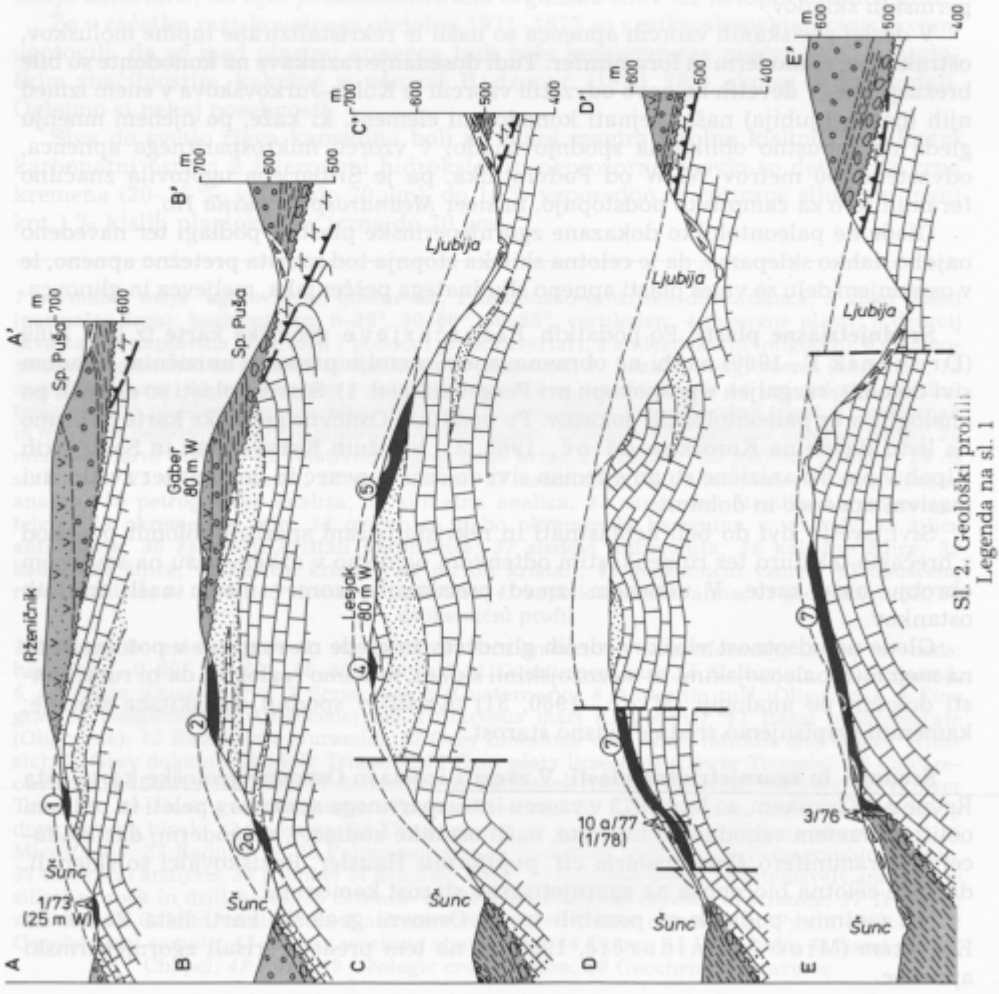
**Srednje- in zgornjetriasne plasti:** V zvezi z izdelavo Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem, so leta 1973 v vzorcu intrasparitnega apnenca s peleti in redkimi ooliti, odvzetem vzhodno od Laznika, našli ostanke kodiacej, ehinoderm, dazikladacej in foraminifero *Frondicularia* cff. *pupiformis* Hausler. Raziskovalci so sklepali, da kaže celotna biocenoza na zgornjetriasno starost kamenine.

Na zanimivi podatek so pozabili in na Osnovni geološki karti lista Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1983) so na tem predelu vrisali zgornjepermski apnenec.

Po litofaciesu se kamenine v velikem, lepo razgaljenem bloku, vzhodno od Laznika bistveno ločijo od ostalih. Gre za golobje sivi, zelo kompaktni, ploščasti apnenec (plasti 20–40 cm) z gomolji temno sivega roženca, ki so nakopičeni po plastovitosti in dosežejo velikost 10 × 5 cm. Drugod so po kamenini razsejana drobna gnezda roženca.

Sedimentološka raziskava je pokazala, da imamo opraviti z intrabiomikritnim apnencem, Šribarjeva pa je v treh preparatih iz istega kosa našla precej karakteristično favno, ki govori za zgornji del ladinijske ter spodnji del karnijske stopnje. Med foraminiferami navaja: *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollman, *Agathammina* sp., Doustominidae, Ophthalmididae, med ostalimi fosili Ostracoda, Echinodermata in spikule, kot problematični fosil pa *Baccanella floriformis* Pantić.

Apnenci izstopajo iz terena kot izolirana, mogočna skalnata gmota s skoraj previsnimi stenami na severnem in delno južnem obrobju ter dosegajo debelino vsaj 50 m; njih odnosov do drugih karbonatnih kamenin ne poznamo, saj kontakte prekriva grušč.




Sl. 2. Geološki profil
Legenda na sl. 1

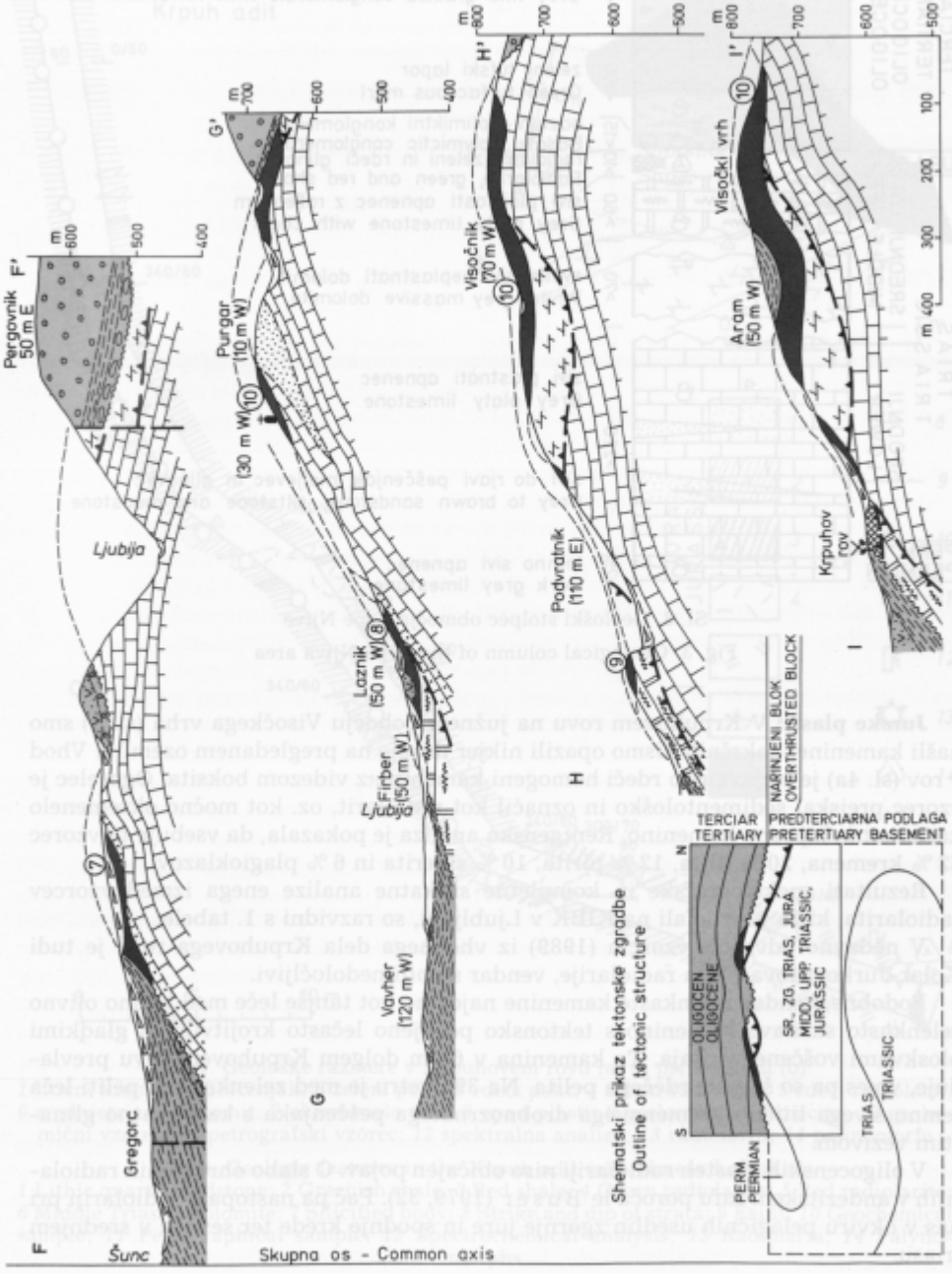
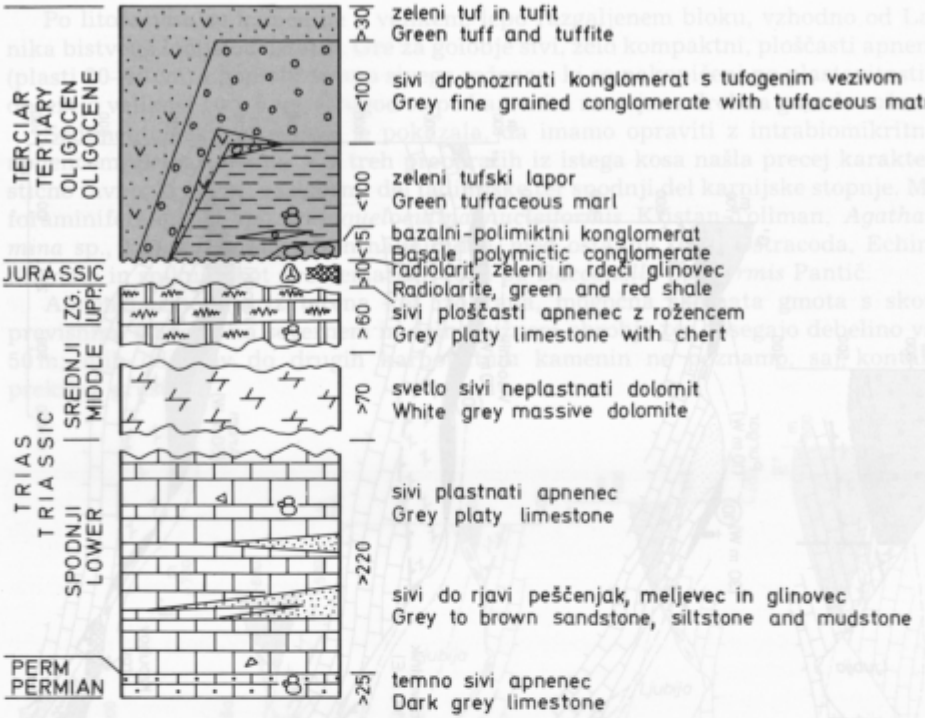



Fig. 2. Geological cross sections
Legend in Fig. 1




Sl. 3. Geološki stolpec območja Lepe Njive

Fig. 3. Geological column of the Lepa Njiva area

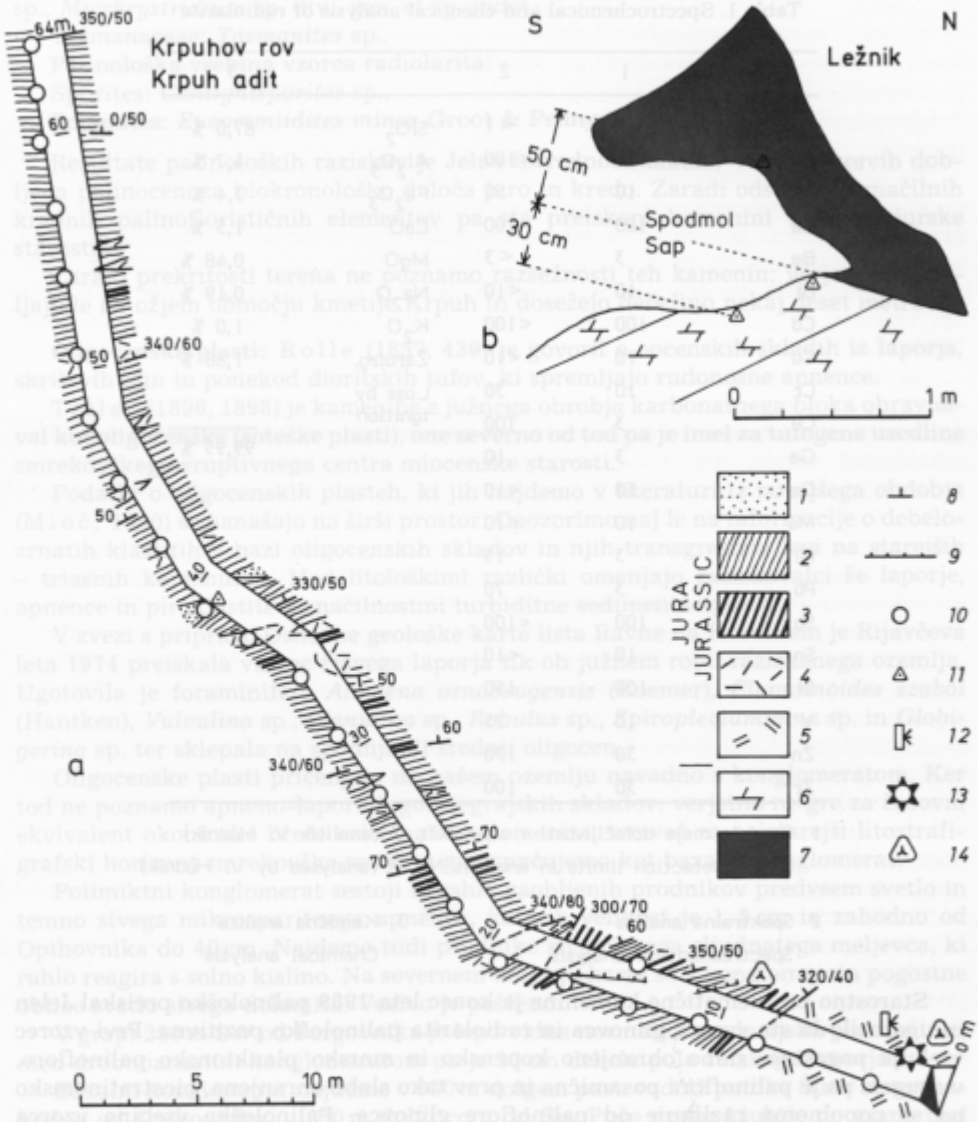
**Jurske plasti:** V Krpuhovem rovu na južnem pobočju Visočkega vrha (sl. 1) smo našli kamenine, kakršnih nismo opazili nikjer drugje na pregledanem ozemlju. Vhod v rov (sl. 4a) je v rjavkasto rdeči homogeni kamenini, z videzom boksita. Ogorelec je vzorec preiskal sedimentološko in označil kot radiolarit, oz. kot močno okremenelo karbonatno laporno kamenino. Rentgenska analiza je pokazala, da vsebuje ta vzorec 32 % kremena, 20 % illita, 12 % pirita, 10 % siderita in 6 % plagioklazov.

Rezultati spektrografske in kompletne silikatne analize enega izmed vzorcev radiolarita, ki so ju izdelali na KIBK v Ljubljani, so razvidni s 1. tabele.

V nedavno odvzetih vzorcih (1989) iz vhodnega dela Krpuhovega rova je tudi Kolar-Jurkovškova našla radiolarije, vendar so bili nedoločljivi.

Podobne, vendar zelenkaste kamenine najdemo kot tanjše leče med temno olivno zelenkasto skrilavo kamenino s tektonsko pogojeno lečasto krojitvijo in gladkimi ploskvami voščenega sijaja. Ta kamenina v 64 m dolgem Krpuhovem rovu prevladuje, vmes pa so še pole rdečega pelita. Na 39. metru je med zelenkastimi peliti leča temno sivega litično-kremenovega drobnozrnatega peščenjaka s karbonatno glinastim vezivom.

V oligocenskih plasteh radiolariji niso običajen pojav. O slabo ohranjenih radiolarijih v andezitskem tufu poroča le Buser (1979, 32). Pač pa nastopajo radiolariji pri nas v okviru pelagičnih usedlin zgornje jure in spodnje krede ter seveda v srednjem triasu.




Sl. 4. Geološke razmere v Krpuhovem rovu (a) in pri Ležniku (b)
*1* litični kremenov peščenjak; *2* zeleni pelit; *3* rdeči pelit; *4* zeleni radiolarit; *5* rdeči radiolarit; *6* srednjetriasni dolomit; *7* okremenelo telo; *8* vpad plasti; *9* prelomna deformacija; *10* geokemični vzorec; *11* petrografski vzorec; *12* spektralna analiza; *13* radiolariji; *14* palinomorfe

Fig. 4. Geologic features in the Krpuh adit (a) and near Ležnik (b)
*1* Lithic quartz sandstone; *2* Greenish shale; *3* Red shale; *4* Green radiolarite; *5* Red radiolarite; *6* Middle Triassic dolomite; *7* Silicified body; *8* Strike and dip of strata; *9* Fault; *10* Geochemical sample; *11* Petrographical sample; *12* Spectrochemical analysis; *13* Radiolaria; *14* Palynomorphs

Tabela 1. Spektralna in kemična analiza radiolarita
Table 1. Spectrochemical and chemical analysis of radiolarite

| | 1 | 2 | | 3 |
|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | < 1 | $SiO_2$ | 87,0 % |
| As | 100 | <100 | $Al_2O_3$ | 4,7 % |
| B | 10 | 50 | $Fe_2O_3$ | 3,4 % |
| Ba | 100 | <100 | CaO | 1,5 % |
| Be | 3 | < 3 | MgO | 0,48 % |
| Bi | 10 | <10 | $Na_2O$ | 0,19 % |
| Cd | 100 | <100 | $K_2O$ | 1,0 % |
| Co | 10 | <10 | Žaroizg. | 1,68 % |
| Cr | 10 | 30 | Loss by ignition | |
| Cu | 3 | 100 | | 99,95 % |
| Ga | 3 | 10 | | |
| Ge | 10 | <10 | | |
| Mo | 10 | <10 | | |
| Ni | 3 | 15 | | |
| Pb | 3 | 70 | | |
| Sb | 100 | <100 | | |
| Sn | 10 | <10 | | |
| Sr | 100 | 150 | | |
| V | 10 | 25 | | |
| Zn | 30 | 130 | | |
| Zr | 30 | 100 | | |

1 Spodnje meje določljivosti v analizi št. 2 (analitik V. Hudnik)
Lower detection limits in analysis No. 2 (analysed by V. Hudnik)

2 Spektralna analiza
Spectrochemical analysis

3 Kemična analiza
Chemical analysis

Starostno problematične kamenine je konec leta 1989 palinološko preiskal Jelen in ugotovil, da sta vzorca glinovca in radiolarita palinološko pozitivna. Prvi vzorec vsebuje pogostno, slabo ohranjeno kopensko in morsko planktonsko palinofloro, v drugem pa je palinoflora posamična in prav tako slabo ohranjena, biostratinomsko pa se popolnoma razlikuje od palinoflore glinovca. Palinološka vsebina vzorca glinovca je naslednja:

Sporites: *Todisporites minor* Couper, *Concavisporites* sp., *Trachysporites* sp., *Baculatisporites* sp., *Uvaesporites* sp., *Leptolepidites* sp., *Retitriletes semimuris* (Danzé-Corsin et Laveine) Mc Kellar, *Retitriletes* sp., *Annulispora* sp., *Densosporites* sp.,

Pollenites: *Podocarpites* sp., aleti protobisaccati indet., *Cerebropollenites mesozoicus* (Couper) Nilsson, *Callialasporites* sp., *Carollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Goczan, *Exesipollenites* sp., *Cycadopites* sp., *monosulcati* indet.,

Acritarcha: *Leiofusa* Cookson & Eisenack, *Leiofusa spicata* Wall, *Leiosphaeridia* sp., *Micrhrystridium* sp. div., gen. et sp. indet.,
Tasmanaceae: *Tasmanites* sp.,
Palinološka vsebina vzorca radiolarita:
Sporites: *Contignisporites* sp.,
Pollenites: *Eucommiidites minor* Groot & Penny.

Rezultate palinoloških raziskav je Jelen izvrednotil takole: V obeh vzorcih dobljena palinocenoza biokronološko določa juro in kredo. Zaradi odsotnosti značilnih krednih palinoflorističnih elementov pa sta preiskani kamenini verjetno jurske starosti.

Zaradi prekritosti terena ne poznamo razsežnosti teh kamenin; verjetno se javljajo le na ožjem območju kmetije Krpuh in dosežejo debelino nekaj deset metrov.

**Oligocenske plasti:** Rolle (1857, 439) je govoril o eocenskih skladih iz laporja, skrilavih glin in ponekod dioritskih tufov, ki spremljajo rudonosne apnence.

Teller (1896, 1898) je kamenine z južnega obrobja karbonatnega bloka obravnaval kot oligocenske (soteške plasti), one severno od tod pa je imel za tufogene usedline smrekovškega eruptivnega centra miocenske starosti.

Podatki o oligocenskih plasteh, ki jih najdemo v literaturi iz novejšega obdobja (Mioč, 1980) se nanašajo na širši prostor. Opozorimo naj le na informacije o debelozrnatih klastitih v bazi oligocenskih skladov in njih transgresivni legi na starejših – triasnih kameninah. Med litološkimi različki omenjajo raziskovalci še laporje, apnence in piroklastite z značilnostmi turbiditne sedimentacije.

V zvezi s pripravo Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem je Rijavčeva leta 1974 preiskala vzorec rjavega laporja tik ob južnem robu raziskanega ozemlja. Ugotovila je foraminifere *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Clavulinoides szaboi* (Hantken), *Vulvulina* sp., *Planulina* sp., *Robulus* sp., *Spiroplectammina* sp. in *Globigerina* sp. ter sklepala na spodnji ali srednji oligocen.

Oligocenske plasti pričenjajo na našem ozemlju navadno s konglomeratom. Ker tod ne poznamo apneno-lapornih gornjegrajskih skladov, verjetno ne gre za časovni ekvivalent okoninske breče oziroma konglomerata, temveč za najstarejši litostrafigrafski horizont smrekovške serije in ga označujemo kot bazalni konglomerat.

Polimiktni konglomerat sestoji iz rahlo zaobljenih prodnikov predvsem svetlo in temno sivega mikrosparitnega apnenca, katerih velikost je 1–5 cm in zahodno od Opihovnika do 40 cm. Najdemo tudi prodnike sivo rjavega sljudnatega meljevca, ki rahlo reagira s solno kislino. Na severnem obrobju karte so v konglomeratu pogostne oblice svetlo sivega dolomita. Vezivo je peščeno.

V grapi 250 m SW od Pergovnika je lepo vidna normalna gradacijska plastovitost, med drobnozrnatim konglomeratom pa je 20 cm debela pola tufskega laporja.

Bazalni konglomerat najdemo v 350 m dolgem pasu vzdolž potoka Šunc severozahodno od Opihovnika, v 800 m dolgi coni od Sp. Puše preko Ljubije do grape pod Pergovnikom, nadalje pri Podvratniku, na vzhodnem obrobju karte pa pri Učjaku in v 300 m dolgem pasu na grebenu vzhodno od Arama.

Menimo, da je oligocenski bazalni konglomerat presekalo tudi deset vrtin, in sicer s severovzhodnega podaljška konglomeratnega pasu iz potoka Šunc. Kamenine so v raziskovalnem obdobju med leti 1971 do 1977 uvrščali v zgornji perm in jih obravnavali kot intraformacijsko brečo (Bidovec & F. Drovenik, 1976).

Za pripadnost k zgornji strukturni etaži govori velikost prodnikov (1–12 cm, povprečno 5 cm) in zlasti njihova zelo heterogena sestava. V vrtini 7/76 omenjajo iz

globine 13,4 m celo prodnik vulkanogene kamenine, kar so potrdile tudi petrografske preiskave.

Najlepši izdanki bazalnega konglomerata so ob kolovozu Gregorc-Opihovnik, ki v višini 500 m prečka potok Šunc, na zgornjem kolovozu zahodno od tod, kjer prevladujejo kosi črnega apnenca, nadalje v grapi pod Sp. Pušo in v grapi pod Pergovnikom. Bazalni konglomerat je debel od nekaj metrov do 15 m in se lateralno izklinja.

Na bazalnem konglomeratu ali pa neposredno na paleozojski oziroma mezozojski podlagi leži olivno zelena, mehka, drobljiva kamenina, ki pripada meljevcu ali glinovcu. Značilna je paralelepipedna ali iverasta krojitev in ponekod rahla reakcija s solno kislino.

Razpolagamo s podatki sedimentoloških preiskav teh kamenin iz vrtin 3/76 in 7/76; vzorcem so pripisovali zgornjepermsko starost (Bidovec & F. Drovenik, 1976).

Raziskave štirih vzorcev so pokazale, da imamo opraviti s temno olivno sivim glinovcem z negativno reakcijo na solno kislino. V drobnozrnati, motni, homogeni glinasto-karbonatni osnovi so številna zrna kremena (do 150 μm). Najdemo še karbonatna zrna, sericit, kaolinit (v razpokah in gnezdih), pirit in neprozorno snov. Kremen je običajno nezaobljen in vsaj delno nadomeščen s kalcitom. Karbonatov je 17 %, pri čemer pripada 3 % kalcitu in 14 % dolomitu. Raziskovalci opozarjajo na odsotnost mikrofavne in na podatek, da kamenina na zraku hitro iverasto razpade.

Tufski laporji, kot imenujemo te kamenine, zavzemajo velike površine in dosežejo na južnem in vzhodnem obrobju pregledanega ozemlja debelino okrog 100 m, z že omenjenim vzorcem, odvzetim pri Opihovniku, jim je dokazana oligocenska starost.

Na severnem obrobju karte lahko sledimo tufske laporje kot ozek pas; pod Pergovnikom se njih debelina zmanjša na 20 m. Pri Aramu je debelina tufskega laporja, iz katerega so travnata pobočja, spet nekaj večja (sl. 2. profil I).

Najvišji deli skladovnice oligocenskih skladov na našem ozemlju so iz sivo zelenih tufskih peščenjakov in drobnozrnatih konglomeratov (velikost prodnikov znaša povprečno 1 cm). Gre pravzaprav za tufite, saj v njih že makroskopsko lahko ugotovimo prisotnost slabo zaobljenih karbonatnih oblic. Ob kolovozu, dobrih 100 m jugozahodno od Pergovnika je med klasititi 60 cm debela pola svetlo zelenega tufa (pietra verde).

Piroklastitov podrobneje nismo preučevali. Po podatkih Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem (Mioč, 1980) gre za andezitske tufe in tufite.

Oligocenske plasti pripadajo spodnjemu delu skladovnice kamenin, ki jo je Mioč (1980) opredelil kot Smrekovška serija in dosežejo debelino vsaj 150 m.

Zbrani podatki potrjujejo staro ugotovitev, da leže oligocenski skladi tod na predterciarni podlagi diskordantno. Taka lega oligocenskih kamenin je dokazana ne samo na triasnih, temveč celo na zgornjepermskih plasteh. Že na tem mestu naj opozorimo na dejstvo, da v bazalnem oligocenskem konglomeratu nismo našli niti enega prodnika okremenelih kamenin.

**Kvartar:** Kvartarne starosti so na pregledanem območju potočne naplavine, pobočni grušč in podori.

Potočne naplavine v debelini nekaj metrov najdemo le vzdolž potoka Ljubija. Na vrhu Gregorčevega hriba je ostanek usedlin rečne terase, kjer najdemo zaobljene prodnike piroklastitov premera več decimetrov.

Na pregledanem ozemlju je mnogo pobočnega grušča, ki ponekod zavzema sklenjene površine več hektarjev. Najbolj moti prekritost z gruščem na območju rudonos-

nega bloka nad Gregorcem in Vavharjem. Grušč seže ponekod prav do aluvialne naplavine v dolini, v njem pa prevladujejo kosi okremenelih kamenin.

Podobne razmere najdemo na južnih pobočjih Visočkega vrha med Krpuhom in Podvratnikom, vzhodno od Laznika pa imamo opraviti z velikimi podornimi bloki. Večje površine zavzema grušč še na območju spodnje Puše in severovzhodno od Pergovnika.

## Tektonika

Dosedanjim tektonskim interpretacijam območja Lepe Njive je skupno le to, da prikazujejo rudonosne karbonatne kamenine kot erozijsko okno sredi terciarnih skladov. Mnenja pa se med seboj bistveno razhajajo tako glede genetskega tolmačenja teh stikov (prelom, nariv, erozijska diskordanca) kot seveda glede starosti karbonatnih kamenin in piroklastitov.

Rolle (1857) je menil, da spremlja guttensteinski apnenec pas iz eocenskih plasti, po Tellerju (1898) pa se srednjetriasni apnenec in dolomit pokažeta izpod oligocenskih kamenin. Za tako interpretacijo so se odločili tudi Pleničar in sodelavci leta 1965 pri zbiranju podatkov za Osnovno geološko karto. Na geološki karti širšega območja Puharij iz leta 1969 (Drovenik F., 1969) pa so sredi oligocenskih skladov vrisali zgornjepermske kamenine; le pri Pergovniku se je ohranila krpa srednjetriasnega dolomita. Stik na severu naj bi bil erozijsko diskordantnega značaja, južna meja pa pogojena z neotektonskim prelomom, ob katerem se je pogreznilo jugovzhodno krilo. Vzdolž doline Ljubije naj bi potekal močan dinarsko usmerjeni prelom.

Tako tektonsko interpretacijo je privzel tudi Bidovec (1980), vendar prikazuje njegova karta le razmere na desnem bregu potoka Ljubija.

Po podatkih Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1983) se javlja rudišče Lepa Njiva v okrog 3km dolgem in približno 700m širokem bloku razpotegnjenem v smeri NE-SW. Karbonatne plasti so obdane z oligocenskimi skladi, pri čemer je blok s treh strani omejen s prelomi, le jugovzhodna meja naj bi bila proti severozahodu nagnjena narivna ploskev. Znotraj tega bloka prevladujejo zgornjepermski skladi, na katerih leže na jugozahodu diskordantno oligocenske kamenine kot erozijska krpa, na območju Visočkega vrha pa so na paleozojskih skladih normalno skitske plasti. Na jugozahodnem obrobju bloka je sredi zgornjepermskih skladov vrisana leča kislih vulkanogenih kamenin enake starosti.

Iz tolmača k Osnovni geološki karti lista Ravne na Koroškem (Mioč, 1980) lahko razberemo, da pripada naše ozemlje dvema tektonskima enotama višjega reda, in sicer karbonatne plasti k Alpsko-dinarski mejni coni, oligocenski skladi pa k enoti Terciarnih bazenov. Orudene karbonatne plasti so del Južnokaravanškega nariva oziroma cone mladopaleozojskih lusk v okviru makrostrukture Savinjskih Alp oziroma Notranjih Dinaridov, terciarni skladi pa so del deformirane Smrekovške sinklinale.

Novi podatki kažejo, da ima rudonosni karbonatni blok bolj zapleteno zgradbo, kot so menili doslej. V dolini potoka Šunc se lahko prepričamo, da leže paleontološko dokazani zgornjepermski skladi na skitskih apnencih, kar je lepo razvidno tudi iz prvih dveh geoloških profilov (sl. 2).

Zanesljivo lahko trdimo, da so paleozojski in mezozojski skladi vzdolž potoka Šunc in oni pri Firberju ter Lazniku v inverzni stratigrafski legi, domnevamo pa, da ta ugotovitev velja za vse skitske sklade znotraj karbonatnega bloka. Temu v prid govore krpe temno sivega apnenca z zrni roženca na najvišjih delih terena (sl.

2 – prereza E in F), katerih litofacies ustreza paleontološko dokazanim zgornjepermskim kameninam, ter odsotnost ustreznega zasuka skladov. Naj še dodamo, da v orientirano odvzetih vzorcih skitskih kamenin nismo našli sedimentnih tekstur, ki bi dokazovale normalno ali inverzno lego plasti.

Na geološki karti se zdi, da vpadajo skitske kamenine v vse smeri v prostoru, vsi geološki prerezi pa kažejo, da so skladi kot celota blago antiklinalno upognjeni (sl. 2.).

Na severnem obrobju karte smo ugotovili skoraj sklenjen, okrog 1 m dolg ter nekaj 10 do 100 m širok pas sivega dolomita, ki ga obravnavamo kot srednjetriasnega. Kamenine leže brez dvoma na skitskih plasteh. Potek kontakta se podreja morfologiji terena, zato menimo, da vpada položno proti severu. Z dolomitom se stikajo različni skitski litološki členi, kamenine pa so pretrte. Zaključimo lahko, da je srednjetriasni dolomit tod narinjen na skitske sklade.

Enak dolomit najdemo tudi na južnih pobočjih Visočkega vrha kot razpotegnjeno telo, vendar postane njegova lega v prostoru jasna šele z upoštevanjem razmer na zadnjih dveh prerezih na sl. 2.

Zaradi bližine paleontološko dokazanih zgornjeskitskih plasti se vsiljuje interpretacija z normalno lego dolomita na campilskih kameninah. Glede na domnevno inverzno lego skladov in analogijo z zahodnim območjem smo privzeli razlago z narivno ploskvijo v podlagi. Na enak način tolmačimo tudi lego dolomita na skitskem apnencu pri Učkarju.

Pomembna novost v primerjavi z dosedanjo interpretacijo geološke zgradbe tega ozemlja je prisotnost bloka iz zgornjeladinskih oziroma spodnjekarnijskih apnencev vzhodno od Laznika. Stik s skitskimi kameninami je prekrit z gruščem in je lahko prelomnega ali pa narivnega značaja.

V prvem primeru imamo opraviti s predterciarnim prelomom, ki je privedel v stik skitske in zgornjepermske plasti s srednje oziroma zgornjetriasnimi. Po drugi različici pa gre za tujo strukturo, ki je zavzela tako lego pri narivanju. Privzeli smo interpretacijo z narivno ploskvijo v podlagi, saj jo lažje uskladimo s tektonsko zgradbo na širšem prostoru. Odprto ostaja vprašanje, ali pripada obravnavani blok apnenca k isti narivni enoti kot dolomit (sl. 2, H, I) ali pa gre za dve narivni enoti. Poleg tega še ne vemo, ali sta kamenini v normalni ali inverzni legi.

Enake dileme se odpirajo pri vrednotenju odnosov in prostorske lege jurskih plasti pri Krpuhu; sklade smo spodaj omejili z narivno ploskvijo.

Opisani blok iz paleozojskih in mezozojskih, pretežno karbonatnih plasti je obdan z oligocenskimi skladi. Z izjemo posameznih odsekov, pogojenih z neotektonskimi prelomi, gre povsod za tektonsko erozijsko diskordanco. Bazalna tvorba skladov zgornje strukturne etaže je ponekod konglomerat, drugod pa nalegajo na predterciarno podlago neposredno tufski laporji ali drugi piroklastiti.

Na severnem obrobju karte vpadajo oligocenski skladi proti severu, na južnem pa v diametralno nasprotno smer. Znotraj karbonatnega bloka se je zahodno od Laznika ohranila erozijska krpa oligocenskih klastitov, tufogene kamenine v nekaj izdankih pri Lazniku pa so vzhodni – pogreznjeni podaljšek teh skladov. Jezik iz enakih kamenin na južnih pobočjih Visočkega vrha se je ohranil zaradi sinklinalno upognjenih skladov (sl. 2, prerez I).

Na obravnavanem ozemlju najdemo samo prečnoalpsko orientirane prelome.

V grapi severozahodno od Gabra smo v višini 635 m ugotovili prelom z elementi 280/60°, ki ga nakazuje 5 cm gline, v potoku Šunc pa ima prelom elemente 90/60° in

premakne zgornjepermske plasti. V vmesnem predelu prelom ostro odreže dve okremeneli telesi, večji del pa se nahaja znotraj oligocenskih skladov. Govorimo o Rženičnikovem prelomu, poimenovanem po kmetiji Rženičnik.

Subparalelno in okrog 350 m vzhodneje poteka drug prečnoalpsko usmerjeni prelom, ki smo ga poimenovali po domačiji Lesjak. Na dolžini dobrih 400 m se oligocenske plasti končujejo v ravni črti, južneje od tod pa prelom odreže veliko okremenelo telo. Tudi sedlo pri Opihovniku je tektonskega izvora in vezano na Lesjakov prelom.

Gregorčev prelom smo poimenovali po domačiji Gregorc na južnem obrobju karte. Prav pri kmetiji pogojuje prelom lepo izoblikovano sedlo, prelomna stena za Firberjem pa ima elemente 90/80°. Prelom nato premakne pas srednjetriasnega dolomita in tudi velika vrtača pri kmetiji je genetsko vezana na zdrobljeno kamenino vzdolž preloma.

Pergovnikov prelom, poimenovan po domačiji Pergovnik, imamo za vezni prelom med Lesjakovim in Gregorčevim prelomom. Markantni zmik struktur severovzhodno od Pergovnika ter v ravni črti potekajoči stik med velikim okremenelim telesom in skitskimi skladi na drugi strani potoka Ljubija so najbolj izrazite deformacije vzdolž tega preloma. Vzhodno od Lesjaka se prelom razcepi; vzhodni krak poteka znotraj okremenelega telesa in so ga dokazali z vrtanjem.

Ob prečnoalpsko usmerjenih prelomih so se bloki premikali vertikalno za nekaj deset metrov.

Na podlagi doslej zbranih podatkov si nastanek tektonske zgradbe območja rudišča Lepa Njiva razlagamo takole. Prisotnost inverznih struktur na večjih površinah govori v prid razlagi, da imamo v predterciarnih kameninah opraviti s potonjeno gubo, katere osna ravnina vpada pod kotom okrog 30° proti jugu in z amplitudo morda celo 1–1,5 km (skica na sl. 2.)

Glede na lego zgornjepermskih in skitskih plasti naj bi os gube potekala v smeri vzhod-zahod. Na pregledanem ozemlju imamo torej po naši interpretaciji opraviti s srednjim – inverznim krilom gube oziroma spodnjim krilom antiklinale.

V končni fazi gubanja se je preko inverznih struktur za nekaj kilometrov s severa narinilo ena ali več plošč oziroma lusk iz triasnih in jurskih kamenin. Gubanja in narivanja s podatki z naše karte časovno ne moremo točno opredeliti, je pa vsekakor predsrednjeoligocenske starosti, saj narivne ploskve terciarnih skladov ne sekajo.

Po fazi izravnave se je preko že nagubane in z narivi deformirane podlage odložila debela skladovnica usedlin zgornje strukturne etaže.

Sledi nova faza gubanja pri nespremenjeni usmeritvi glavnih napetosti (sever-jug), saj so osi gub oziroma zveznice apikalnih delov slemen antiklinal (anvelope) spet orientirane v smeri vzhod-zahod. Kot je razvidno z geoloških prerezov (sl. 2), gre za gube z vertikalno in lokalno proti jugu blago nagnjeno osno ravnino, normalnim odnosom kril proti tej ravnini ter blago zaobljenimi slemeni. Razpon gub je velikostnega reda vsaj nekaj sto metrov, računati pa moramo tudi s prisotnostjo parazitskih gub nižjega reda.

Geološka karta (sl. 1) in prerezi (sl. 2) povedo, da se javlja bazalni konglomerat, kot najstarejši litostratigrafski horizont oligocenskih skladov na obravnavanem območju na severnem in južnem krilu antiklinalne strukture. V jedru gube pa nalegajo na predterciarno podlago mlajši oligocenski litostratigrafski horizonti (Rženičnik, Lesjak, zahodno od Laznika). Zato sklepamo, da je antiforma rastla sinhrono z odlaganjem oligocenskih skladov.

V končni fazi tektogeneze je bilo ozemlje razkosano še s sistemom prelomov sever-jug, pri čemer so se bloki premikali vertikalno za nekaj deset metrov.

### Rudarska dela, okremenitev in orudenje

Rudarska dela so skoncentrirana na območju okrog 200 m severozahodno od Gregorca in jih najdemo v višinskem intervalu okrog 100 m. Sledovi najnižjega rova so v grapi Šunc, 125 m zahodno od starega mlina, in sicer na koti 490 m.

V poročilu Geološkega zavoda Ljubljana (Jelenc, 1956) lahko preberemo, da je bil najnižji 81 m dolgi rov takrat obnovljen v celoti in je potekal vseskozi v laporastih soteških skladih.

Danes so vsi rovi na tem območju zarušeni; v vhodnih delih so ponekod odkopni prostori v obliki spodmolov.

Posamezne krajše, a ohranjene rove najdemo drugod, kot npr. v zgornjem delu potoka Šunc, pod Pergovnikovo kapelico na Visočkem vrhu, najdaljši pa je rov 100 m zahodno od kmetije Krpuh (sl. 1 in 4a).

Sredi prejšnjega stoletja so menili, da se javlja antimonova ruda na območju Lepe Njive v felzit porfirju, metamorfnih kameninah in celo v granitu. Rolle (1857) je obravnaval obilico kremena na ozemlju Lepe Njive kot litološko značilnost guttensteinskega apnenca; temni, močno razpokani roženec nastopa v plasteh. Enakega mnenja je bil tudi Teller (1898, 44), ki pa je močno dolomitizirani apnenec z rožencem starostno opredelil kot školjkoviti apnenc, s čimer se je strinjal tudi Hinterlechner (1918, 395).

Vse do leta 1970 je obveljalo mnenje, da imamo na območju Lepe Njive opraviti z roženci. Grafenauer (1964) je še vedno govoril o rožencu in ga je tudi podrobneje mikroskopsko preiskal.

V poročilu o raziskavah za leto 1971 je F. Drovenik prvi uporabil pojem hidrotermalno spremenjenega – okremenelega peščenjaka, apnenca in dolomita, vendar je bil pri tem nedosleden in še večkrat omenjal roženec.

V raziskovalnem obdobju 1971–1977 so se nakopičila spoznanja o različnih okremenelih kameninah in o sami okremenitvi. Bidovec (1980) je okremenele kamenine podrobneje opisal, vendar moramo zaradi nekdaj nedorečenih stratigrafskih opredelitev nekatere podatke previdno obravnavati.

Oglejmo si okremenele kamenine po starostnem zaporedju. Niti eden od doslej preiskanih vzorcev ne pripada okremenelemu zgornjepermskemu apnencu, čeprav menimo, da je tudi ta kamenina okremenela, in sicer na obrobju oligocenskih skladov območja Gaber–Lesjak ter pri Firberju in Lazniku.

Največ podatkov so dosedanji raziskovalci zbrali o sestavi okremenelega skitskega apnenca (Bidovec, 1980) in jih lahko privzamemo brez pridržka. Opozorimo naj na nekaj značilnosti.

Okremeneli apnenec je svetlo siv, siv ali temno siv. V zbruskih močno prevladujejo pravilna kremenova zrnca, ki imajo pogosto vključke karbonatov. Poleg kremena najdemo še sericit, muskovit, organsko snov in železove hidrokside. Opazujemo žilice in pore, zapolnjene s kristalčki kremena in kaolinita, ki nastopa tudi v izometričnih poljih.

Tudi zbirni podatki o okremenelem peščenjaku (Bidovec, 1980, 290) se res nanašajo samo na skitske kamenine. Spremenjeni peščenjaki so svetlo sivi ali svetlo rjavi in brez reakcije na solno kislino. Kremenova zrna so večinoma izometrična;

številna vsebujejo karbonatne vključke. Vezivo je iz kremena, sericita in muskovita. Žilice so iz kaolinita in kremena. V nekaterih vzorcih je ohranjena laminacija.

V sintezi o karakteristikah okremenjenih meljevcev (Bidovec, 1980, 292) so po našem mnenju upoštevali podatke tako o skitskih kakor tudi o oligocenskih kameninah. V petih vzorcih, nedvomno skitske starosti, močno prevladujejo kremenova zrna. Vezivo je iz kremena, kaolinita, sericita, železovih hidroksidov in neprozornih snovi. Kaolinit se javlja tudi v žilicah, razpokah in porah. Okremenitev se odraža v številnih igličastih zrnih kremena, ki enakomerno preprezajo kamenino. Zrna kremena merijo pod 100 μm, večinoma pod 50 μm; često so med seboj orientirana v obliki pravokotne mreže.

Tudi objavljeni podatki o okremeneli breči (Bidovec, 1980, 292) se po naših ugotovitvah nanašajo na različno stare – skitske in oligocenske kamenine. Trije vzorci pa so zanesljivo skitske starosti. Gre za svetlo sive kamenine z brečasto teksturo. Klasti so iz mikritnega apnenca, vezivo pa je meljevec z veliko karbonata. Okremenitev nastopa v vezivu in klastih; okremenela polja merijo več milimetrov. Drobne žilice in gnezda zapolnjuje kaolinit.

Okremenelih kamenin srednjetriasne starosti dosedanji raziskovalci Lepe Njive niso poznali. Ogorelec je preiskal tri vzorce z območja Ležnik na vzhodnem obrobju karte.

Okrog sto metrov zahodno od Ležnika je nad dolino v višini 640 m skalnat spodmol (sl. 4b). V spodnjem delu je razkrit brečasti dolomit, na njem pa leži rumenkasto rjava okremenela kamenina. Vzorec, odvzet 30 cm pod kontaktom, ki ga lahko obravnavamo kot primarno kamenino, je že okremenel; kremen nastopa v glavnem kot žilice. V drugem vzorcu, odvzetem tik pod kontaktom z okremenelim telesom, znaša delež kremenice že 10 %, a kamenino lahko makroskopsko še vedno določimo kot dolomit. Okrog 50 cm nad kontaktom, kjer smo odvzeli tretji vzorec, pa lahko na prvotno kamenino sklepamo le še po vključkih – reliktih sparitnega dolomita. Stopnja okremenelosti torej navzgor narašča in v najvišje odvzetem vzorcu gre za skoraj popolnoma okremenelo kamenino.

Vzhodno od Laznika leži okremenelo telo na paleontološko dokazanem srednje- do zgornjetriasnem apnencu. Vzorcev s tega območja nimamo.

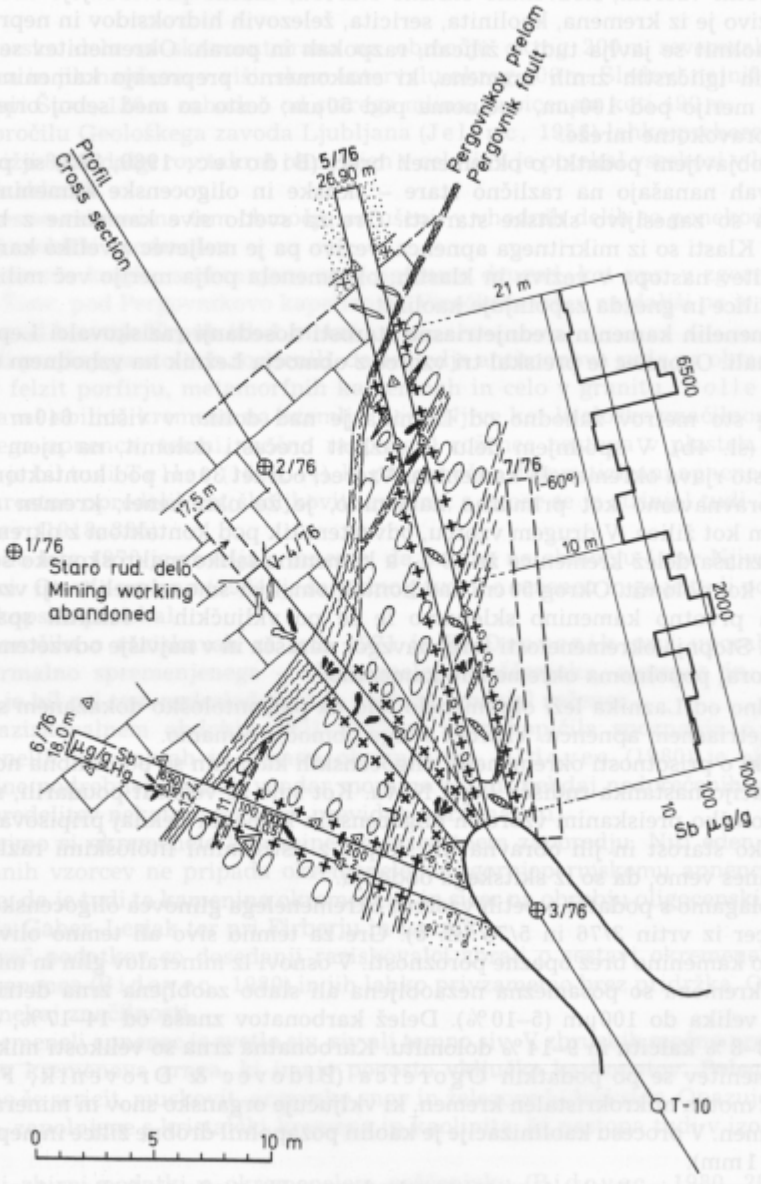
Podatki o prisotnosti okremenelih oligocenskih kamenin so pomembna novost za interpretacijo nastanka rudišča Lepa Njiva. Kot smo že večkrat poudarili, so vsem sedimentološko preiskanim vzorcem oligocenskih kamenin nekdaj pripisovali zgornjepermsko starost in jih obravnavali skupaj z ustreznimi litološkimi različki, za katere danes vemo, da so iz skitskega obdobja.

Razpolagamo s podatki o petih vzorcih okremenelega glinovca oligocenske starosti, in sicer iz vrtin 3/76 in 5/76 (sl. 5). Gre za temno sivo ali temno olivno sivo homogeno kamenino brez opazne poroznosti. V osnovi iz mineralov glin in mikrokristalnega kremena so posamezna nezaobljena ali slabo zaobljena zrna detritičnega kremena velika do 100 μm (5–10 %). Delež karbonatov znaša od 14–17 %, od tega pripada 3–8 % kalcitu in 9–14 % dolomitu. Karbonatna zrna so velikosti mikrita.

Okremenitev se po podatkih Ogorelca (Bidovec & Drovenik, F., 1976) javlja kot moten mikrokristalen kremen, ki vključuje organsko snov in minerale glin, zato je temen. V procesu kaolinizacije je kaolin pozapolnil drobne žilice in nepravilna polja (do 1 mm).

S kremenom in kaolinitom se ponekod prerašča tudi pirit. Pogostne so leče oziroma gomolji pirita, dolgi do 2 cm in z vzdolžno osjo, orientirano vzporedno s plastovitostjo.

O sestavi okremenelih meljevcev imamo podatke iz vrtin 3/76 in 7/76 (sl. 5). Kamenina je svetlo siva do svetlo olivno siva; s solno kislino ne reagira. Drobno zrnato osnovo sestavljajo slabo zaobljeni kremen, karbonati (zrna 20–50 μm), sericit, železovi hidroksidi in neprozorne snovi. V osnovi so večja, motna $SiO_2$ zrna (do




Sl. 5. Geološke razmere na območju vrtin 1/76 do 7/76
Legenda na sl. 1

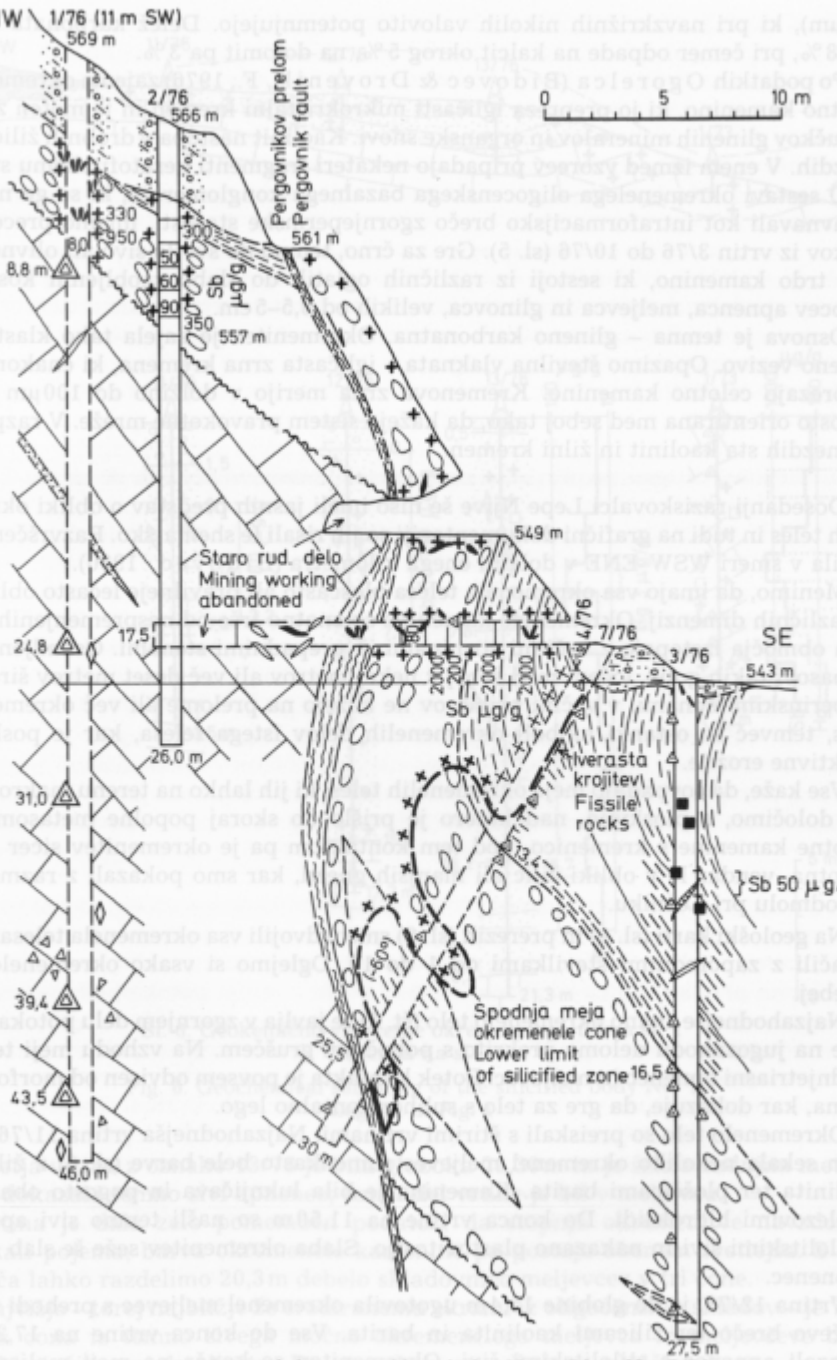



Fig. 5. Geology of the area of boreholes No. 1/76 to No. 7/76
Legend in Fig. 1

100 μm), ki pri navzkrižnih nikolih valovito potemnjujejo. Delež karbonata znaša 6,5–8 %, pri čemer odpade na kalcit okrog 5 %, na dolomit pa 3 %.

Po podatkih Ogorelca (Bidovec & Drovenik, F., 1976) zajema okremenitev celotno kamenino, ki jo prepreza igličasti mikrokristalni kremen in je moten zaradi vključkov glinenih mineralov in organske snovi. Kaolinit nastopa v drobnih žilicah in gnezdih. V enem izmed vzorcev pripadajo nekateri fragmenti keratofirskemu steklu.

O sestavi okremenelega oligocenskega bazalnega konglomerata, ki so ga nekdaj obravnavali kot intraformacijsko brečo zgornjepermske starosti, imamo precej podatkov iz vrtin 3/76 do 10/76 (sl. 5). Gre za črno, temno do svetlo sivo ali olivno sivo zelo trdo kamenino, ki sestoji iz različnih oglatih do slabo zaobljenih kosov in drobcev apnenca, meljevca in glinovca, velikih od 0,5–5 cm.

Osnova je temna – glineno karbonatna. Okremenitev je zajela tako klaste kot glineno vezivo. Opazimo številna vlaknata – igličasta zrna kremena, ki enakomerno preprezajo celotno kamenino. Kremenova zrna merijo v dolžino do 100 μm in so pogosto orientirana med seboj tako, da kažejo sistem pravokotne mreže. V razpokah in gnezdih sta kaolinit in žilni kremen.

Dosedanji raziskovalci Lepe Njive še niso imeli jasnih predstav o obliki okremenelih teles in tudi na grafični dokumentaciji so jih risali le shematsko. Razvrščena naj bi bila v smeri WSW-ENE v dolžini enega kilometra (Bidovec, 1980).

Menimo, da imajo vsa okremenela telesa ploščasto ali pravilneje lečasto obliko in so različnih dimenzij. Okremenele kamenine so znatno trše od nespremenjenih, zato taka območja izstopajo z večjimi strminami in prepadnimi stenami. Osamljene čeri ali pasovi takih golic, ločeni med seboj z nekaj metrov ali več deset metrov širokimi preperinskimi conami, v večini primerov ne kažejo na prelome ali več okremenelih teles, temveč so ostanki najbolj okremenelih delov istega telesa, kar je posledica selektivne erozije.

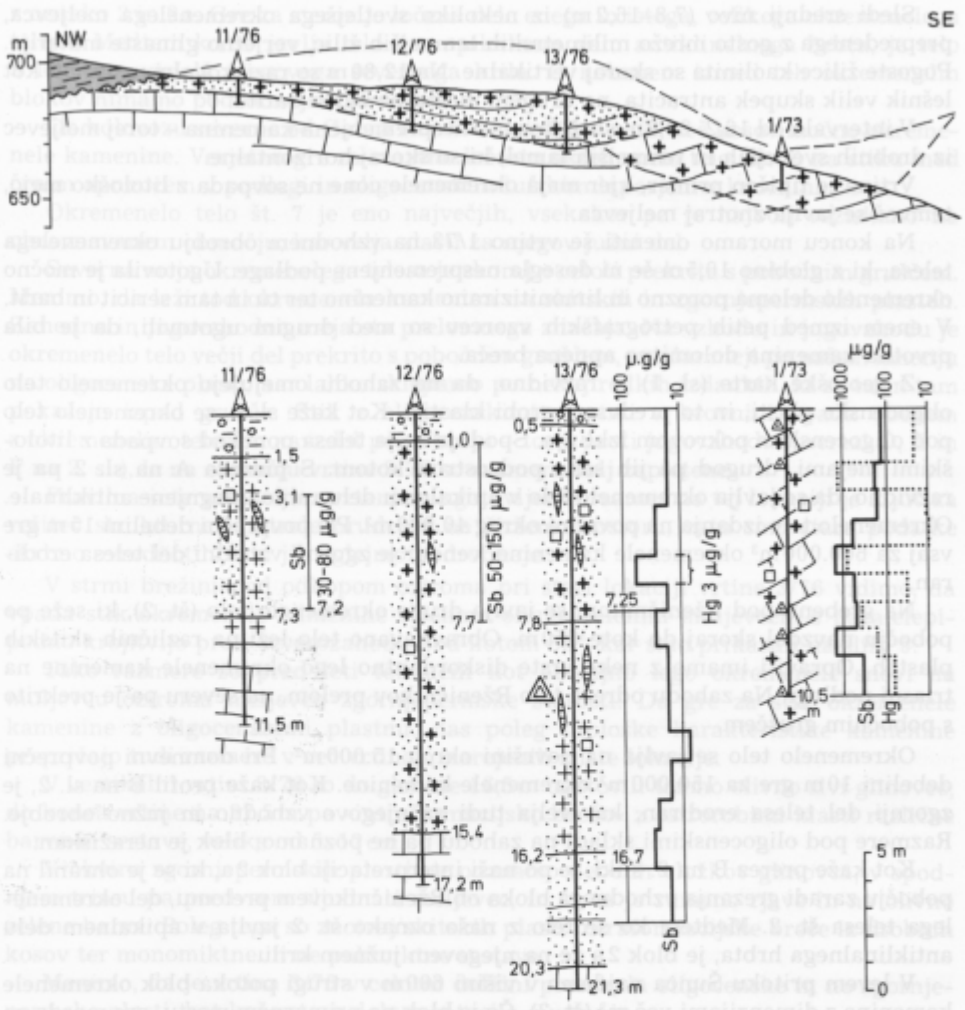
Vse kaže, da sovpadajo meje okremenelih teles, ki jih lahko na terenu makroskopsko določimo, s ploskvijo, nad katero je prišlo do skoraj popolne metasomatoze prvotne kamenine s kremenico, pod tem kontaktom pa je okremenitev sicer lahko prisotna, vendar le v obliki žilic ali manjših gnezd, kar smo pokazali z razmerami v spodmolu pri Ležniku.

Na geološki karti (sl. 1) in prerezih (sl. 2) smo izdvojili vsa okremenela telesa in jih označili z zaporednimi številkami od 1 do 10. Oglejmo si vsako okremenelo telo posebej.

Najzahodnejše znano okremenelo telo (št. 1) se javlja v zgornjem delu potoka Šunc in je na jugozahodu deloma prekrito s pobočnim gruščem. Na vzhodu meji telo na spodnjetriasni apnenec in meljevec. Potek kontakta je povsem odvisen od morfologije terena, kar dokazuje, da gre za telo s subhorizontalno lego.

Okremenelo telo so preiskali s štirimi vrtinami. Najzahodnejša vrtina 11/76 je do 7,3 m sekala nekoliko okremenel meljevec rumenkasto bele barve (sl. 6) z žilicami kaolinita ter ploščicami barita. Kamenina je bila luknjičava in pogosto obarvana z železovimi hidroksidi. Do konca vrtine na 11,50 m so našli temno sivi apnenec s stilolitskimi šivi in nakazano plastovitostjo. Slaba okremenitev seže še slab meter v apnenec.

Vrtina 12/76, je do globine 15,4 m ugotovila okremenel meljevec s prehodi v meljevčevo brečo ter žilicami kaolinita in barita. Vse do konca vrtine na 17,2 m so dokazali apnenec s stilolitskimi šivi. Okremenitev se konča na meji meljevca in apnenca.




Sl. 6. Geokemično vzorčenje okremenelega telesa št. 1
Legenda na sl. 1

Fig. 6. Geochemical sampling of the silicified body No. 1
Legend in Fig. 1

Tretja vrtina z oznako 13/76 je bila globoka 21,30 m in je šele z zadnjim metrom jedra dokazala temno sivi apnenec; ostali del vrtine je bil v meljevcu.

Vrtina je dala zelo pomemben podatek, da stopnja okremenitve navzdol po vertikali pojema, barva okremenele kamenine pa postaja obenem svetlejša. S tega stališča lahko razdelimo 20,3 m debelo skladovnico meljevcev v tri cone.

Najvišje – torej najbližje že erodiranemu ekranu iz oligocenskih skladov – je 7,8 m debela cona iz temno sivega močno okremenelega meljevca in meljevčeve breče s tankimi žilicami kaolinita. Po razpokah so odložene ploščice barita in oprhi železovih oksidov.

Sledi srednji nivo (7,8–16,2 m) iz nekoliko svetlejšega okremenelega meljevca, prepredenega z gosto mrežo milimetrskih temnejših žilic, verjetno glinaste materije. Pogoste žilice kaolinita so skoraj vertikalne. Na 12,80 m so raziskovalci ugotovili kot lešnik velik skupek antracita, na drugem mestu pa žilico barita.

V intervalu od 16,2–20,3 m sledi končno nespremenjena kamenina – torej meljevec iz drobnih svetlejših in temnejših lamel, ki so skoraj horizontalne.

Vrtina je tipičen primer, kjer meja okremenele cone ne sovpada z litološko mejo, temveč se javlja znotraj meljevca.

Na koncu moramo omeniti še vrtino 1/73 na vzhodnem obrobju okremenelega telesa, ki z globino 10,5 m še ni dosegla nespremenjene podlage. Ugotovila je močno okremenelo deloma porozno in limonitizirano kamenino ter tu in tam sericit in barit. V enem izmed petih petrografskih vzorcev so med drugim ugotovili, da je bila prvotna kamenina dolomitno apnena breča.

Z geološke karte (sl. 1) je razvidno, da na zahodu omejujejo okremenelo telo oligocenske plasti, in to predvsem grobi klastiti. Kot kaže sl. 6, se okremenelo telo pod oligocenskim pokrovom izklinja. Spodnja meja telesa ponekod sovpada z litološkimi mejami, drugod pa jih seka pod ostrim kotom. S prereza A na sl. 2 pa je razvidno, da se javlja okremenelo telo v apikalnem delu rahlo upognjene antiklinale. Okremenelo telo izdanja na površini okrog 40.000 $m^2$. Pri povprečni debelini 15 m gre vsaj za 600.000 $m^3$ okremenele kamenine, vendar je zgornji vzhodni del telesa erodiran.

Na grebenu pod Rženičnikom se javlja drugo okremenelo telo (št. 2), ki seže po pobočju navzdol skoraj do kote 650 m. Obravnavano telo leži na različnih skitskih plasteh. Opraviti imamo z neke vrste diskordantno lego okremenele kamenine na triasni podlagi. Na zahodu odreže telo Rženičnikov prelom, na severu pa je prekrito s pobočnim gruščem.

Okremenelo telo se javlja na površini okrog 15.000 $m^2$. Pri domnevni povprečni debelini 10 m gre za 150.000 $m^3$ okremenele kamenine. Kot kaže profil B na sl. 2, je zgornji del telesa erodiran, kar velja tudi za njegovo vzhodno in južno obrobje. Razmere pod oligocenskimi skladi na zahodu pa ne poznamo; blok je neraziskan.

Kot kaže prerez B na 2. sliki, je po naši interpretaciji blok 2a, ki se je ohranil na pobočju zaradi grezanja vzhodnega bloka ob Rženičnikovem prelomu, del okremenelega telesa št. 2. Medtem ko se telo z našo oznako št. 2 javlja v apikalnem delu antiklinalnega hrbta, je blok 2a že na njegovem južnem krilu.

V levem pritoku Šunca najdemo v višini 600 m v strugi potoka blok okremenele kamenine z dimenzijami več $m^3$ (št. 3). Če je blok na primarnem mestu, gre morda za »korensko cono« nekega okremenelega telesa, oziroma dovodno pot kremenice, na kar kažejo geokemični podatki.

Enako lego v prostoru kot telo 2a ima tudi okremenelo telo št. 4. Gre za neznaten erozijski ostanek zaradi grezanja vzhodnega bloka ob Lesjakovem prelomu; ob robu gozda pod Lesjakom najdemo le dva izdanka okremenele kamenine.

Na območju vzhodno od Gabra je pet izdankov okremenele kamenine, ki nakazujejo prisotnost večjega okremenelega telesa s površino okrog 20.000 $m^2$; pri povprečni debelini 10 m gre za 200.000 $m^3$ take kamenine.

Okremenelo telo z našo zaporedno številko 5 leži pretežno na skitskih kameninah, ki se nanj ponekod naslanjajo celo pod pravim kotom in le na enem mestu na temno sivih apnencih z zrni roženca verjetno zgornjepermske starosti. Na zahodu telo odreže Lesjakov prelom in se brez dvoma nadaljuje pod oligocenskim pokrovom.

Kot kaže profil C na 2. sliki, je odnos med telesoma 4 in 5 enak kot med onima

z oznako 2 in 2a. Gre za z erozijo ločene dele enega in istega, velikega okremenelega telesa. Medtem ko se javlja telo 4 v apikalnem delu antiklinalnega hrbta, je telo 5 locirano vzdolž njegovega severnega krila. O nobenem izmed teh okremenelih blokov nimamo podrobnejših podatkov.

Ob kolovozu severno od Gabra smo v višini 640 m našli več kosov močno okremenele kamenine. Verjetno gre za majhno lečasto okremenelo telo (št. 6) na stiku med črnim apnencem v podlagi in oligocenskim tufskim laporjem v krovnini.

Okremenelo telo št. 7 je eno največjih, vsekakor pa je najbolj raziskano na obravnavanem območju, kar velja zlasti za njegov južni del.

Severna meja okremenelega telesa je skoraj v celoti prekrita s pobočnim gruščem. Menimo, da leži tod okremenela kamenina na skitskih in zgornjepermskih plasteh. Zahodna in jugovzhodna meja sta prelomnega značaja. Na vzhodu in jugovzhodu je okremenelo telo večji del prekrito s pobočnim gruščem, vendar meji po našem mnenju na oligocenske plasti, kar lahko sklepamo po nekaj redkih izdankih, ki se tu in tam pokažejo izpod grušča. Stik z oligocenskimi plastmi v krovnini vpada obenem z okremenelim telesom navzdol po pobočju – torej proti jugovzhodu (prerezi D, E in F na 2. sl.), le na območju vrtine 3/76 so razmere bolj zapletene.

Pravilna interpretacija z vrtanjem ugotovljenih razmer na tej lokaciji je ključ za rešitev strukturne kontrole orudenja na širšem prostoru, zato smo stare podatke skrbno ovrednotili in si jih oglejmo podrobneje.

V strmi brežini pod odkopom oziroma pri stari lokaciji vrtine 3/76 vidimo, da vpada stik okremenele kamenine s temno olivno zelenim muljevcem s paralelepipedno krojitvijo proti severozahodu pod kotom 80°, kar smo prikazali na sliki 5.

Take razmere so pred leti tolmačili kot običajno lego okremenele snovi na muljevcu oziroma meljevcu zgornjepermske starosti. Da gre za stik okremenele kamenine z oligocenskimi plastmi, nas poleg litološke karakteristike kamenine prepričajo tudi razmere v več vrtinah, narejenih z iste lokacije.

V vertikalni vrtini 3/76 so do globine 16,5 m ugotovili temno olivno sivi glinovec, do konca vrtine na 27,5 m pa »intraformacijsko brečo« z ostrorobimi klasti različne barve in sestave, velike od 5–12 cm.

V okviru zgornjepermskih plasti ne poznamo debelih vložkov glinovca, v spodnjem triasu pa predvsem sljudnati meljevec, in še ta je rumeno rjave in ne olivno zelene barve. Poleg tega so znotraj skitskih plasti intraformacijske breče iz drobnih kosov ter monomiktne in ne polimiktne sestave.

Menimo, da je vrtina 3/76 v celotni dolžini presekala oligocenske in ne zgornjepermske plasti, kot kaže stara dokumentacija o vrtanju.

Podobne razmere ugotavljamo v poševni vrtini 7/76, kjer raziskovalci opozarjajo na iverasto krojitev glinovca, kar je na pregledanem ozemlju značilnost oligocenskega tufskega laporja. Kot kaže sl. 5, je vrtina na 13,4 m dosegla okremenelo »intraformacijsko brečo« s klasti 1–5 cm in na 25,5 metra dokazala sive apnence; glede na opis jedra je kontakt tektonski.

Z iste lokacije kot vrtino 3 so izdelali še horizontalne vrtine 4, 5 in 6/76 v različnih smereh. Kot smo pričakovali, so vse tri vrtine v začetnem delu ugotovile črni oziroma temno olivno sivi glinovec, prebile okremenelo cono iz »intraformacijske breče«, ki sestoji iz različnih, do nekaj centimetrov velikih slabo zaobljenih klastov ter zadele na nespremenjene apnence. Kontakt je tudi v teh vrtinah opisan kot tektonski.

Vertikalni vrtini 1 in 2/76 z grebena nad doslej obravnavano lokacijo sta bili dolgi 46 in 26 m. Obe vrtini sta pod debelo plastjo preperine dokazali okremenelo kamenino (»intraformacijsko« brečo oziroma okremeneli meljevec) in že na 8. oziroma 9.

metru zadeli na nespremenjeno podlago iz sivega apnenca z nakazano plastovitostjo, pogostimi stilolitskimi šivi in tankimi (cm) skrilavimi vložki, le tu in tam pa sta naleteli na apneno brečo. Poudariti moramo še, da stik okremenelega telesa z apnencem tod ni opisan kot tektonski.

Raziskovalci so razmere, ugotovljene z vrtanjem, skušali prikazati na eni izmed prilog in ugotovili, da vrtin 1, 2 in 4 ni mogoče povezati z vrtino št. 3/76.

Z upoštevanjem razmer na površini in v vrtinah ugotavljamo, da se na tem mestu stika okremenelo telo z oligocenskimi tufskimi laporji, sam kontakt pa lokalno vpada proti severozahodu, oziroma leži inverzno v okviru neznatne prevrnjene gube nižjega reda (sl. 2, profil E in sl. 5).

Okremeneli kamenini sta tod oligocenski bazalni konglomerat in glinovec, razmere pa zaplete še prelom, ki ima po naši rekonstrukciji elemente 110/80° in poteka med vrtinami 1 in 2 na eni ter št. 3/76 na drugi strani. Prelom je dokazan v starem rudarskem delu in v vrtinah 4, 5, 6 in 7/76, ob njem pa se je ugrezalo vzhodno krilo; opraviti imamo s Pergovnikovim prelomom.

Iz opisa jedra vrtin lahko izluščimo še zanimivo podrobnost. V vrtini 4/76 sta glinovec in »intraformacijska breča« opisana kot okremenela. V poševni vrtini 7/76 raziskovalci posebej opozarjajo le na rahlo okremenitev glinovca, v vrtini 3/76 pa okremenitev kamenin sploh ni omenjena. Na 5. sliki lahko vidimo, kako se okremenela cona lateralno izklinja.

Glede na opis jedra je oligocenski bazalni kongolomerat prisoten tudi zahodno od vrtine 3/76 (sl. 7 in 8). Omenjeno kamenino so v vrtini 1/78 po našem mnenju sekali do 18,5 m, v vrtini 2/78 pa do 6 m. Z geoloških profilov je med drugim razvidno, da meje okremenelih con ne sovpadajo z litološkimi mejami, znotraj okremenelih območij pa so relikti nespremenjene kamenine ali pa nastopa okremenitev v več nivojih.

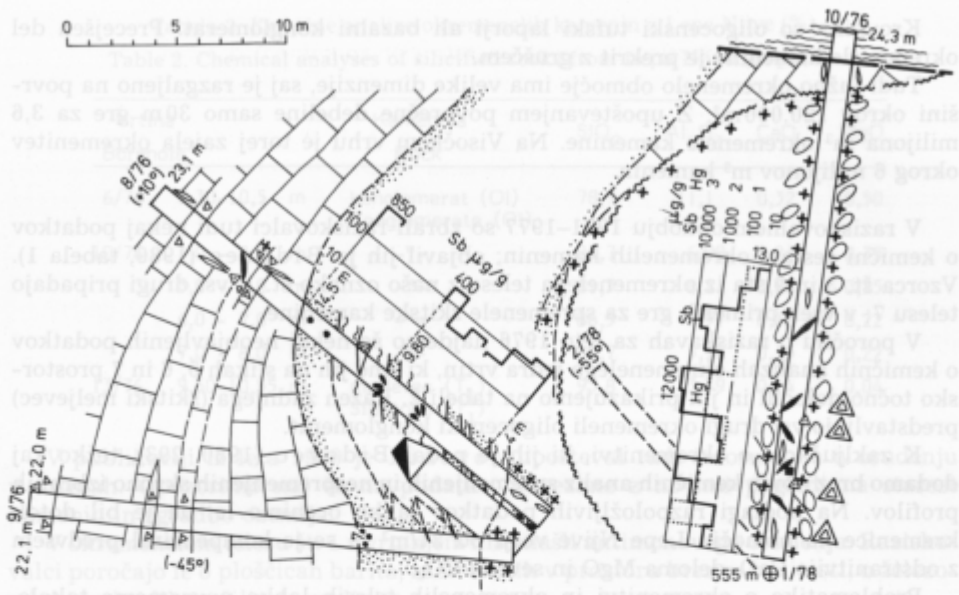
Kot je razvidno s profilov D, E in F na 2. sliki vpada okremenelo telo št. 7 po pobočju in leži na južnem krilu antiklinale. Zavzema površino 85.000 $m^2$; pri povprečni debelini 15 m gre za 1,275.000 $m^3$ okremenele kamenine, najvišji del pa je erodiran.

Na neznatnem grebenu nad Laznikom se pokaže izpod pobočnega grušča nekaj izdankov okremenele kamenine. Na profilu G (sl. 2) vidimo, da leži okremenelo telo št. 8 verjetno na paleontološko dokazanih zgornjepermskih kameninah, v krovnini pa so oligocenski klastiti. Telo je majhnih dimenzij. Kot kaže profil G gre za erozijski ostanek, ki pripada južnemu obrobju zelo velikega okremenelega telesa z območja Visočkega vrha in leži tod na južnem delu antiklinalne strukture. Tudi o tem okremenelem bloku nimamo podrobnejših laboratorijskih podatkov.

Južno od Podvratnika je na izravnanem območju nad prepadnimi stenami nekaj izdankov in drobir okremenele kamenine. Gre za okremenjeno telo (št. 9) s podobnimi dimenzijami, kot jih ima blok 8. V podlagi so sivi ploščasti ladinsko-karnijski apnenci z roženci, v krovnini pa tufski laporji. Lega v prostoru je lepo razvidna s profila H (sl. 2).

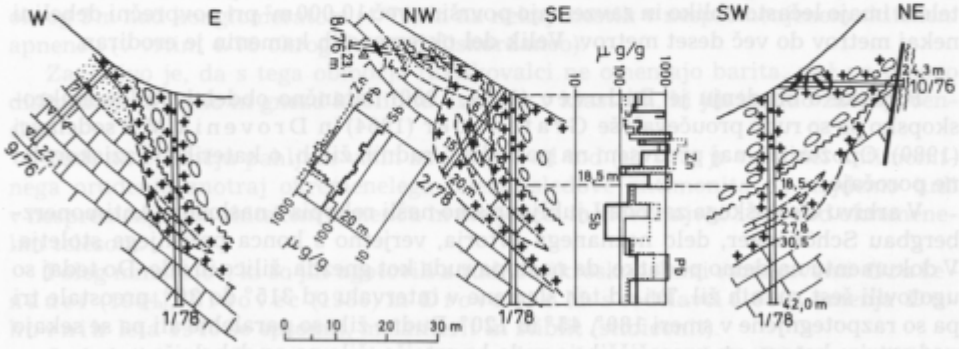
Zdaleč največje okremenelo telo na pregledanem ozemlju se javlja na Visočkem vrhu in smo ga zajeli z geološkimi profili G, H in I (sl. 2). Kot celota ima telo (št. 10) podkvasto obliko, odprto proti vzhodu. Jezik iz pobočnega grušča, ki sega od Pergovnika do Visočnika in apofiza oligocenskega tufskega laporja ga razdelita na dva dela.

Na ožji lokaciji Visočki vrh leži okremeneli blok pretežno na skitskem apnencu, le pri Učjaku in morda pod Vrtačnikom je na srednjetriasnem dolomitu. Krovnina je tufski lapor ali pa so to bolj grobi klastiti. Ta del okremenelega telesa izdanja na




Sl. 7. Geološke razmere na območju vrtine 1/78
Legenda na sl. 1

Fig. 7. Geology of the area around the borehole No. 1/78
Legend in Fig. 1




Sl. 8. Geokemično vzorčenje v vrtinah 1/78 in 2/78
Legenda na sl. 1

Fig. 8. Geochemical sampling in boreholes No. 1/78 and 2/78
Legend in Fig. 1

površini okrog 130.000 m², kar da pri povprečni debelini 20 m, 2,6 milijona m³ okremenele kamenine, pri čemer niso upoštevani še erodirani zgornji in periferni deli.

Južni del okremenele kamenine leži na skitskih plasteh ali na srednjetriasnem dolomitu, ki je razgaljen sredi okremenele cone in je zavzel tako nenavadno lego v okviru pred srednjeoligocenskih narivnih deformacij (profila H in I – sl. 2).

Krovnina so oligocenski tufski laporji ali bazalni konglomerat. Precejšen del okremenele kamenine je prekrit z gruščem.

Tudi južno okremenelo območje ima velike dimenzije, saj je razgaljeno na površini okrog 120.000 m². Z upoštevanjem povprečne debeline samo 30 m gre za 3,6 milijona m³ okremenele kamenine. Na Visočkem vrhu je torej zajela okremenitev okrog 6 milijonov m³ kamenin.

V raziskovalnem obdobju 1971–1977 so zbrali raziskovalci tudi nekaj podatkov o kemični sestavi okremenelih kamenin; objavil jih je Bidovec (1980, tabela 1). Vzorca št. 3 in 9 sta iz okremenelega telesa z našo oznako št. 1, vsi drugi pripadajo telesu 7; v vseh primerih gre za spremenele skitske kamenine.

V poročilu o raziskavah za leto 1976 najdemo še nekaj neobjavljenih podatkov o kemičnih analizah okremenelega jedra vrtin, ki smo jih na slikah 5, 6 in 7 prostorsko točno določili in jih prikazujemo na tabeli 2. Razen zadnjega (skitski meljevec) predstavljajo vsi drugi okremeneli oligocenski konglomerat.

K zaključkom o okremenitvi, ki jih je podal Bidovec (1980, 293), težko kaj dodamo brez novih kemičnih analiz spremenjenih in nespremenjenih skrbno izbranih profilov. Na podlagi razpoložljivih podatkov lahko ocenimo le, da je bil dotok kremenice na območju Lepe Njive večji od 2 t/m³ in se je kompenziral predvsem z odstranitvijo CaO, deloma MgO in seveda $CO_2$.

Problematiko o okremenitvi in okremenelih telesih lahko povzamemo takole. Okremenitev je zajela vse kamenine od zgornjega perma do oligocena. Meje okremenelih teles običajno ne sovpadajo z litološkimi mejami. Ponekod je zajela okremenitev več nivojev, jakost okremenitev pa navzgor po vertikali narašča. Prvotne sestave in starosti povsem spremenjenih kamenin skoraj ne moremo več določiti. Okremenela telesa imajo lečasto obliko in zavzemajo površine več 10.000 m² pri povprečni debelini nekaj metrov do več deset metrov. Velik del okremenelih kamenin je erodiran.

Podatke o orudenju je Bidovec (1974, 1980) natančno obdelal, rudonomikroskopsko pa so rudo proučevali še Grafenauer (1964) in Drovenik M. s sodelavci (1980). Opozorimo naj predvsem na podatke o rudnih žilah, o katerih ti raziskovalci ne poročajo.

V arhivu Geološkega zavoda Ljubljana smo našli rokopis z naslovom Antimonerzbergbau Schönacker, delo neznanega avtorja, verjetno s konca prejšnjega stoletja. V dokumentu najdemo podatke, da nastopa ruda kot gnezda, žilice in žile. Do tedaj so ugotovili šest rudnih žil. Tri od teh slemene v intervalu od 315° do 30°, preostale tri pa so razpotegnjene v smeri 180°, 45° in 120°. Rudne žile so paralelne ali pa se sekajo pod ostrim kotom; na presečiščih je ruda bogatejša, žile pa so debelejše.

V istem poročilu najdemo še točnejše podatke o legi rudnih žil v prostoru. V območju Jožefovega rudnega polja je imela rudna žila stratimetrijske elemente 322/50° in so jo dokazali 80 m po vpadu. Ena izmed žil (315/70°) je bila dolga 60 m in zapolnjena s stiblitom (stibiconitom), pirostibitom (kermezitom), kremenom in rožencem z vpršenim antimonitom. V zgornjem delu žile se je pojavil še barit; stene žil je prekrivala glinasta prevleka.

V Marijinem rudnem polju so ugotovili rudne žile s smerjo 52°, 120°, 317° in 325°, na rudnem polju Fani pa močno deformirano žilo s smerjo 180° in orudenje v obliki gnezd.

Domnevamo, da gre za rudne žile znotraj okremenelega telesa z našo oznako št. 7. Rudne žile imajo dinarsko, prečnodinarsko in prečnoalpsko smer.

Tabela 2. Kemične analize okremenelih kamenin z Lepe Njive (%)
Table 2. Chemical analyses of silicified rocks from Lepa Njiva (in percent)

| Vrtina Borehole | | Kamenina Rock | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | CaO | MgO |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 6/76 | 9,30-10,5 m | konglomerat (Ol) Conglomerate (Ol) | 78,9 | 11,1 | 0,32 | 0,50 |
| 10/76 | 1,0 - 2,0 m | -"- | 85,7 | 6,98 | 0,21 | 0,33 |
| | 3,0 - 4,0 m | -"- | 81,3 | 8,21 | 0,20 | 0,35 |
| | 6,0 - 7,0 m | -"- | 86,5 | 5,97 | 0,10 | 0,22 |
| | 7,0 - 8,0 m | -"- | 86,7 | 5,96 | 0,15 | 0,22 |
| 13/76 | 9,50-10,55 m | meljevec ($T_1$) Siltstone ($T_1$) | 93,8 | 3,39 | 0,14 | 0,04 |

V publikaciji iz leta 1980 je Bidovec upošteval tudi informacije o orudenju v vrtinah. Opozorimo naj še na podatke, povezane z novimi pogledi na starost kamenin in zgradbo ozemlja.

V okremenelem telesu št. 1 z vrtanjem niso našli antimonovega orudenja. Raziskovalci poročajo le o ploščicah barita, raztresenih v prostoru brez zakonitosti, o železovih hidroksidih in žilicah kaolinita.

Na območju lokacije 3/76 se javlja večji del orudenja v okremenelih kameninah – po našem mnenju v spremenjenem oligocenskem konglomeratu, ne da bi pri tem izstopale neke zakonitosti v prostorski porazdelitvi orudenja (sl. 5). Žarkovite kristale antimonita najdemo tudi v drobnozrnatih okremenelih oligocenskih klastitih okrog 2 m nad konglomeratom (4/76) in na nekaj mestih v nespremenjenem skitskem apnencu (v vrtini 4/76 okrog 7 m pod diskordanco).

Zanimivo je, da s tega območja raziskovalci ne omenjajo barita, pač pa mnogo diskordantnih žilic in gnezd kaolinita, in sicer v klastitih, ki jih imamo za oligocenske.

Tudi na območju pahljače vrtin zahodneje od tod (sl. 7, 8) je večji del antimonitnega orudenja znotraj okremenelega telesa, sledove antimonita pa najdemo tudi v nespremenjenem skitskem apnencu in meljevcu, in sicer največ 15 m pod okremenelim telesom.

Poleg mineralov, ki so jih ugotovili z rudnomikroskopskimi raziskavami Grafenauer (1964), Bidovec (1980) in Drovenik M. s sodelavci (1980), omenja Duhovnik leta 1946 še epsomit, melanterit in stiblit (stibiconit).

O slednih prvinah in izotopski sestavi rude, o čemer poročajo Bidovec (1980), Drovenik M. in sodelavci (1980), nimamo novih informacij. Pač pa lahko dopolnimo podatke geokemičnega značaja, predvsem z gledišča nove interpretacije zgradbe ozemlja.

Geokemični podatki z območja Lepe Njive so iz treh obdobij. V letih 1971–73 so potekale raziskave predvsem v širši okolici Gregorca. V drugem raziskovalnem obdobju (1976–1978) so vzorčevali jedra vrtin ter izvedli osnovno geokemično prospekcijo na Visočkem vrhu. Naše geokemične raziskave iz leta 1984 pa so bile manjšega obsega in se nanašajo na reševanje posebnih problemov.

Osnovne statistične parametre za nekatera doslej vzorčevana območja smo prikazali na tabelah 3 in 4.

Tabela 3. Osnovni geokemični parametri za območje Lepe Njive

Table 3. Basic geochemical parameters for the Lepa Njiva area

| Telo - območje / Body - Sector | Sb | | | Hg | | | Zn | | | Pb | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | n | $\bar{x}$ | Razpon / Range | n | $\bar{x}$ | Razpon / Range | n | $\bar{x}$ | Razpon / Range | n | $\bar{x}$ | Razpon / Range |
| 1 (b) | 49 | 1.052 | < 30-13.800 | 49 | 0,67 | < 0,01-3,2 | 10 | 53 | < 20-100 | 10 | 94 | < 20- 210 |
| 7 (a) | 29 | 3.328 | < 30-30.000 | 29 | 1,39 | 0,2 -4,3 | 17 | 64,7 | < 20-130 | 17 | 203 | < 20-1.000 |
| 7 (c) | 46 | 855 | < 30- 7.800 | 46 | 1,12 | 0,26-3,9 | 21 | 51,9 | < 20-180 | 21 | 106 | < 20- 380 |
| Sunc | 21 | | < 5- 130 | | | | | | | | | |

Tabela 4. Osnovni geokemični parametri na Visočkem vrhu

Table 4. Basic geochemical parameters at Visočki vrh

| Vzorci / Samples | Sb | | | Hg | | Pb | | Zn | | Cu | | Ag | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | n | $\bar{x}$ | Razpon / Range | $\bar{x}$ | Razpon / Range | $\bar{x}$ | Razpon / Range | $\bar{x}$ | Razpon / Range | $\bar{x}$ | Razpon / Range | $\bar{x}$ | Razpon / Range |
| 1-10 | 10 | 86 | 40-130 | 1,85 | 0,6- 3,3 | 66,5 | 10-300 | 130 | 20-500 | 14,6 | 10- 30 | 0,93 | 0,5-2 |
| 11-12 | 2 | 140 | 130-150 | 1,35 | 1,0- 1,7 | 12,5 | 5- 20 | 30 | 25- 35 | 20 | 20 | 0,75 | 0,5-1 |
| 13-50 | 38 | 114,7 | 90-150 | 1,2 | 0,5- 5,2 | 28,3 | 3-200 | 50,3 | 10-350 | 14,4 | 10- 25 | 0,7 | < 0,5-1,5 |
| 51 | 1 | 110 | | 3,3 | | 100 | | 150 | | 10 | | 0,5 | |
| 52-65 | 14 | 151 | 60-500 | 3,48 | 0,7-20 | 63,5 | 5-250 | 66,8 | 10-500 | 19,3 | 7-100 | 1,2 | < 0,5-3 |
| Število vzorcev / Number of samples | | 65 | | 65 | | 65 | | 65 | | 65 | | | |
| Srednja vrednost / Mean | | 112,81 | | 1,21 | | 22,99 | | 39,30 | | 14,30 | | | |
| Standardni odklon / Standard deviation | | 31,75 | | 0,22 | | 2,95 | | 2,56 | | 5,04 | | | |
| Anomalni prag / Threshold | | 176,31 | | 3,21 | | 111,23 | | 255,50 | | 24,38 | | | |
| Porazdelitev / Distribution | | N | | LN | | LN | | LN | | N | | | |

n število vzorcev - Number of samples

$\bar{x}$ aritmetična sredina - Arithmetic mean

N normalna porazdelitev - Normal distribution

LN lognormalna porazdelitev - Lognormal distribution

Numerični podatki o vzorčevanju, ki jih navaja Bidovec (1980) na tabeli 3a se nanašajo na južni del okremenelega telesa z našo oznako št. 7, tabela 3c pa na njegovo severno polovico; tebela 3b prikazuje podatke z območja okremenelega telesa št. 1.

Na območju okremenelega telesa št. 1 so bili geokemični vzorci enakomerno porazdeljeni. Če izvzamemo skupino vzorcev iz okolice vrtine 1/73 (vzorci št. 56–62), se večina vzorcev z visokimi koncentracijami Sb kopiči v bližini ekrana iz oligocenskih plasti (npr. vzorci št. 76, 77, 78, 82 in 84). V nekaterih vzorcih se istočasno poveča tudi vsebina Hg (Bidovec, 1980, tabela 3b), v prostorski porazdelitvi Pb in Zn pa ne opazimo zakonitosti.

Vrtino 1/73 so v celoti vzorčevali na Sb in Hg (sl. 6). Koncentracija antimona se giblje v intervalu od 135 do 2000 µg/g, pri čemer so minimalne vrednosti najbolj visoko v profilu. Krivulja porazdelitve Hg je zelo razgibana, med obema prvinama pa ni izrazite korelacije.

V vrtini 11/76 so vzorčevali le krajši odsek. V 6. vzorcih se giblje vsebina Sb od 30–80 µg/g, povprečje pa znaša 54 µg/g antimona.

V sosednji vrtini 12/76 so v vzorčevanem intervalu med 1. in 7,7 m ugotovili od 50–150 µg/g Sb in povprečje 96 µg/g antimona.

Precej stalne so koncentracije Sb tudi v vrtini 13/76. V 17. vzorcih se giblje vsebina kovine od vrednosti 5 do 80 µg/g. Večina vzorcev izkazuje 30 µg/g, povprečje pa znaša 38 µg/g Sb.

Z upoštevanjem stopnje okremenitve jedra dobimo v tej vrtini naslednjo sliko. V sedmih vzorcih močno okremenelega meljevca (do globine 7,2 m) znaša povprečje 43 µg/g Sb. V slabo okremeneli kamenini je v osmih vzorcih povprečje 35 µg/g, v nespremenjenem meljevcu, ki ga predstavljata zadnja dva vzorca, pa 30 µg/g Sb. Vse kaže, da je vsebina antimona na tem mestu nekoliko odvisna od stopnje okremenitve kamenine.

Največ geokemičnih podatkov je z območja okremenelega telesa z našo oznako št. 7. Vzorčevali so izdanke okremenelih kamenin.

Vzorce na območju a so odvzeli samo na dveh mestih, in sicer v neposredni okolici starih rudarskih del oz. vrtin, zato ne presenečajo visoke koncentracije Sb, ki večinoma presegajo 1000 µg/g. V anomalnih vzorcih so ugotovili še nekaj µg/g Hg, v redkokaterem izmed njih pa še visoke koncentracije Zn ali Pb (tabela 3). Le vzorci od št. 22–25 padejo po naših podatkih zunaj območja okremenelega telesa in vsebujejo nizke vrednosti kovin (povprečja znašajo 42,5 µg/g za Sb, 0,12 µg/g za Hg, 90 µg/g za Zn in 60 µg/g za Pb).

V nasprotju z južno so bili na severni polovici okremenelega telesa št. 7 geokemični vzorci porazdeljeni zelo enakomerno (7c). Vzorci z visoko vsebnostjo Sb (št. 133–143) se koncentrirajo v osrednjem delu okremenelega telesa. Zanimiv je zlasti vzorec št. 146 z jugovzhodnega obrobja, že iz bližine oligocenskih plasti, ki je pokazal več kot 1000 µg/g Sb ter povečano koncentracijo Hg (1,4 µg/g). Sicer pa so vsebnosti kovin tod nižje kot v južnem delu istega bloka.

Zanimivejše geokemične podatke smo našli pri pregledovanju protokolov o vrtanju na tem območju. Večino podatkov smo prikazali na slikah 5, 7 in 8.

Iz vrtine 1/76 imamo dva podatka o vsebini antimona v okremeneli coni, ki so jo presekali v intervalu od 5,5–8 m. Ugotovili so 330 in 950 µg/g Sb, pri čemer je višja vrednost na stiku z nespremenjenim apnencem. Iz tega intervala poročajo o iglicah antimonita. V preperini nad okremenelo cono so ugotovili 70 µg/g Sb.

Tabela 5. Nekatere prvine v nespremenjenem apnencu (v % ali μ/g)

Table 5. Some elements in unaltered limestone (in percent or μ/g)

| Vrtina Borehole | 1/76 | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Globina Depth | m | Ca % | Mg | Sr | Fe | Mn | Pb | Zn | Karbonat Carbonate % |
| 8,8 | | 22 | 1.750 | 910 | 3.000 | 70 | 1,6 | 11 | 88,3 |
| 24,8 | | 31 | 2.000 | 1.220 | 3.000 | 80 | 3,4 | 13 | 90,8 |
| 31,0 | | 22,5 | 1.550 | 630 | 2.000 | 60 | 1,2 | 11 | 93,2 |
| 39,4 | | 37,5 | 3.100 | 1.130 | 3.100 | 210 | 2,8 | 10 | 97,1 |
| 43,5 | | 31,0 | 4.600 | 890 | 5.400 | 240 | 3,6 | 15,5 | 88,6 |

Iz te vrtine razpolagamo še s podatki o vsebini nekaterih drugih prvin v nespremenjenem mikrosparitnem apnencu. Podatke povzemamo v tabeli 5.

Iz podatkov 5. tabele bi morda lahko previdno sklenili, da z oddaljevanjem od okremenele cone narašča količina karbonata, Mn, Fe in Mg.

V vrtini 2/76 so vzorčevali le interval iz okremenele kamenine od 4. do 9. metra. V petih vzorcih se gibljejo vrednosti Sb od 50–350 μg/g povprečje znaša 170 μg/g, najvišje koncentracije pa so v spodnjem in zgornjem delu te cone.

Iz vrtine 3/76 imamo en sam geokemični podatek, in sicer, da je v intervalu od 8–9 m, torej po naši interpretaciji v glinovcu oligocenske starosti, 50 μg/g Sb.

V vrtini 4/76 so vzorčevali interval od 1–7 m. V petih vzorcih se gibljejo vrednosti Sb od 80–2000 μg/g in kar trije izmed njih dosežejo zgornjo vrednost, a so nepravilno razporejeni. Dva vzorca z visoko količino Sb padeta v območje iz oligocenskega glinovca.

Vrtino 5/76 so vzorčevali skoraj v celoti. Kot je razvidno s slike 5 so ugotovili dva maksimuma in oba v bližini skrilavih kamenin, kar kaže na pomembno vlogo ekranskih efektov.

Iz vrtine 6/76 imamo na razpolago le štiri geokemične vzorce, vendar so jih analizirali samo na Sb in Hg. Količina antimona niha od 100–1000 μg/g, Hg pa od $< 0{,}5$–2 μg/g; med prvinama ni korelacije.

Tudi iz vrtine 7/76 je malo geokemičnih podatkov in še ti so osamljeni. Vzorec na 8. m je pokazal 50, na 19. m 40, oni na 24 m pa 1000 μg/g Sb.

Zanimivejši so podatki iz vrtine 8/76. Kot kaže 7. slika, so v nespremenjenem spodnjetriasnem glinovcu in meljevcu pod okremenelim telesom še vedno precej visoke količine antimona.

Medtem, ko iz vrtine 9/76 ni niti enega geokemičnega podatka, so velik del jedra vrtine 10/76 vzorčevali na Sb in Hg. Iz geokemičnega diagrama na 7. sliki bi lahko sklepali, da se proti spodnjemu delu okremenelega telesa količina antimona naglo zmanjša, med Sb in Hg pa korelacija ni izrazita.

Jedro zadnjih dveh vrtin na tem območju (1/78 in 2/78) so vzorčevali v celoti in določali vsebine Sb, Pb in Zn. Kot kaže 8. slika, so najvišje koncentracije Sb (2000 μg/g) v vrtini 1/78 vezane na okremeneli oligocenski konglomerat, krivulja pa je zelo razgibana. V skitskem apnencu, v globini pod 18,5 m, pa so vsebnosti antimona znatno nižje in manj variabilne. Nasprotno pa so vrednosti Pb in Zn v celotni vrtini nenavadno visoke (do 2500 μg/g Pb in 5500 μg/g Zn) in vseskozi zelo spremenljive.

Korelacija med Sb na eni ter Pb in Zn na drugi strani je ponekod očitna, drugod – proti dnu vrtine – pa ima celo negativni predznak.

V vrtini 2/78 je koncentracija Sb konstantna in se giblje v intervalu od 240–450 µg/g. Povprečje v devetih vzorcih znaša 339 µg/g Sb. Tudi v tej vrtini so dokazali zelo visoke koncentracije Pb (max. 1400 µg/g) in Zn (max. 2200 µg/g). Proti dnu vrtine – torej v bližini nespremenjene podlage – vrednost Pb naglo pade, kar pri Zn ni tako očitno.

Rezultati geokemičnega vzorčevanja z območja okremenelega telesa št. 10 na Visočkem vrhu je leta 1977 obdelal Tomšič (Drovenik F., 1977) in jih prikazujemo na tabeli 4.

Prvih deset vzorcev je iz bližine Pergovnikove kapelice, in sicer iz spodnjega dela okremenelega telesa, kar velja tudi za vzorca 11 in 12 pri sami kapelici. Najmanj spremenljiva je vsebnost Cu in Ag.

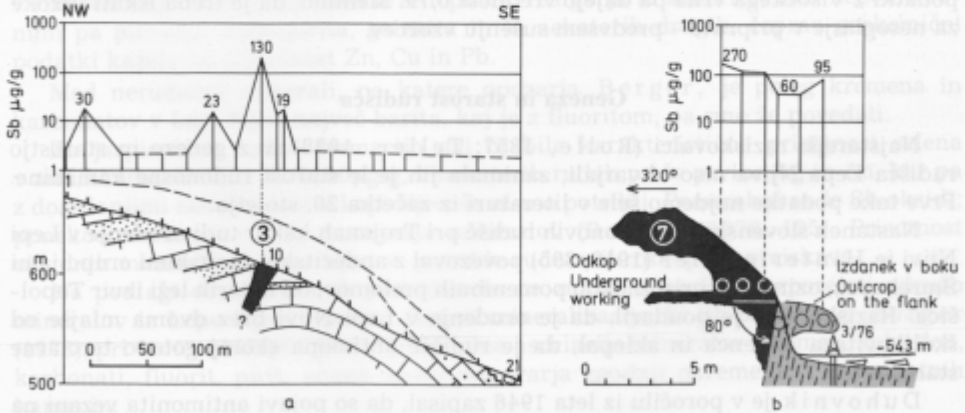
V okremenelem telesu so nad Pergovnikom vzdolž stika s srednjetriasnim dolomitom odvzeli naslednjih 38 vzorcev na 170 m dolgem profilu. Po variabilnosti izstopata Pb in Zn. Ponekod opazimo pozitivno korelacijo med Hg in Zn ter Hg in Ag. Vzorec št. 51 je zunaj območja naše karte.

Četrta skupina 14 vzorcev je iz najvišjih delov vzpetine Visočki vrh. Razen vzorca št. 63 (z 500 µg/g Sb), vzorci od 52–56, ki so tudi iz bližine ekrana iz oligocenskega laporja, ne izstopajo z visokimi koncentracijami prvin.

Z najnovejšim geokemičnim vzorčevanjem smo želeli odgovoriti na vprašanje, kolikšna je vsebnost Sb globoko v podlagi okremenelih teles in kaj je s to prvino v krovninskih oligocenskih skladih.

V petih vzorcih apnenca iz vseka ob cesti vzdolž potoka Ljubija so bile vsebnosti Sb nižje od občutljivosti uporabljene metode atomsko absorbcijske spektrometrije (5 µg/g). Vzorci so iz območja 100–150 m pod oligocenskimi skladi.

Na levem bregu potoka Šunc so skitske kamenine z ugodno lego razgaljene v dolžini 300 m. Geokemični profil poteka vzdolž grape, preko izdanka okremenelega telesa št. 3 in ima v glavnem smer 345° (sl. 1). Z 21 vzorci z izdankov smo analizirali na antimon različne skitske kamenine ter podaljšali prerez še v zgornjepermski apnenec in oligocenski bazalni konglomerat na drugi strani potoka.




Sl. 9. Geokemično vzorčevanje na območju potoka Šunc (a) in pri vrtini 3/76 (b)
Legenda na sl. 1

Fig. 9. Geochemical sampling in the Šunc brook area (a) and near the borehole No. 3/76 (b)
Legend in Fig. 1

Kot kaže geokemični profil (sl. 9a), je erozijski rez na tem mestu od 30–40 m pod oligocenskim ekranom, ob potoku Šunc pa prerez seveda poseže še v zgornjo strukturno etažo. Iz ozadja nekje pod 5 µg/g Sb izstopata na geokemičnem profilu dve anomaliji. Severna je vezana verjetno na bližino oligocenskega ekrana, druga – sredi prereza – pa indicira problematični osamljeni izdanek okremenele kamenine oziroma telo z našo zaporedno številko 3. Zgornjepermski apnenec in oligocenski bazalni konglomerat ne vsebujeta povečanih vsebnosti antimona.

Drobne oligocenske klastite v vlogi ekrana smo preučevali le na enem mestu. Pri stari vrtini 3/76 so na zahodnem boku zaseka lepo razgaljeni olivno zeleni oligocenski tufski laporji. Kontakt z okremenelim telesom ima elemente 330/80° in je inverzen. Kot kaže sl. 9b, smo odvzeli tri vzorce v okremenelem telesu in enako število v oligocenskih klastitih. Koncentracije antimona v okremenelem telesu so 270, 104 ter 114 µg/g, v oligocenskih kameninah pa so nižje, vendar še vedno 30- do 60-krat višje, kot znaša Klark Sb v glinovcih – 2 µg/g Sb (Rösler & Lange, 1972).

V prepričanju, da gre za oligocenske glinovce, smo leta 1984 geokemično vzorčevali tudi jurske kamenine v Krpuhovem rovu, čeprav lega teh plasti glede na okremenela telesa ni bila točno znana.

Kot kaže sl. 4a, smo v rovu odvzeli 24 geokemičnih vzorcev v medsebojni razdalji 2–3 m. Vsi vzorci, analizirani z atomsko absorbcijsko spektrometrijo na KIBK v Ljubljani (analitik V. Hudnikova), so vsebovali manj kot 5 µg/g antimona. O spektralno preiskovalnem vzorcu radiolarita ob vhodu v rov pa vemo le, da je ta vrednost manjša od 100 µg/g Sb (tabela 1).

Korelacijske koeficiente o medsebojni odvisnosti antimona in nekaterih slednih prvin z območja Lepe Njive je nanizal Bidovec (1980, 302). Isto problematiko je reševal Tomšič (Drovenik F., 1977) z upoštevanjem 65 geokemičnih vzorcev z Visočkega vrha. Podatki o odnosih med Sb in Pb se povsem ujemajo, korelacijski koeficienti med Sb ter Zn oziroma Zn in Pb pa so glede na podatke z Visočkega vrha še nižji (0,08 oz. 0,22) kot jih navaja Bidovec.

Glede odnosov med Sb in Hg se podatki povsem razhajajo. Po Bidovčevih informacijah iz leta 1980 korelacije med prvinama ni in je celo negativna (–0,06), podatki z Visočkega vrha pa dajejo vrednost 0,79. Menimo, da je treba iskati vzroke za nesoglasje v pripravi – predvsem sušenju vzorcev.

## Geneza in starost rudišča

Najstarejši raziskovalci (Rolle, 1857; Teller, 1898) se z genezo in starostjo rudišča Lepa Njiva niso ukvarjali, zanimala jih je le starost rudonosne kamenine. Prve take podatke najdemo šele v literaturi iz začetka 20. stoletja.

Nastanek slovenskih antimonovih rudišč pri Trojanah kakor tudi orudenje v Lepi Njivi je Hinterlechner (1918, 395) povezoval z andezitsko-dacitskimi erupcijami Smrekovca, oziroma s prisotnostjo pomembnih prelomov, ob katerih leži izvir Topolšica. Raziskovalec je poudaril, da je orudenje v Lepi Njivi brez dvoma mlajše od školjkovitega apnenca in sklepal, da je rudišče antimona skoraj gotovo terciarne starosti.

Duhovnik je v poročilu iz leta 1946 zapisal, da so pojavi antimonita vezani na delovanje postvulkanskih termalnih vod konec miocena in verjetno še kasneje.

V letnem poročilu o dejavnosti Geološkega zavoda Ljubljana (Jelenc, 1956), beremo, da pripada rudišče Lepa Njiva rudnemu pasu Pirešica-Skorno, ki leži v neposredni bližini Šoštanjskega preloma in je vezano na andezitski vulkanizem.

Jankovič (1960, 1967) rudišča Lepa Njiva sicer ne omenja, vendar je na pregledni karti vrisano in naj bi se javljalo v trboveljski oziroma pohorski rudni coni.

Berce (1963, 11) je zapisal, da spada Lepa Njiva med triasna rudišča.

Grafenauer (1964, 1969) je menil, da spada Lepa Njiva v skupino Sb rudišč, ki so nastala kot produkt popolnoma diferenciranih, rudonosnih raztopin, saj je antimonit praktično edini rudni mineral. Raziskovalec je vezal rudišče za wengenski magmatizem.

Bidovec (1974, 1980) je o nastanku rudišča Lepa Njiva doslej nanizal največ podatkov, glede starosti orudenja pa se ni opredelil.

Berger (1978, 132) navaja podatke Grafenauerja iz leta 1964, da je Lepa Njiva triasne starosti in je plastnatega značaja.

Drovenik in sodelavci (1980, 63) se sklicujejo predvsem na podatke starejših avtorjev, nove pa so informacije o izotopski sestavi antimonita. Lepo Njivo obravnavajo raziskovalci v okviru zgornjepermskih skladov in poudarjajo, da ni rešeno vprašanje, ali sta okremenenje rudonosnih kamenin in njihovo orudenje posledica triasnega ali terciarnega magmatizma.

Mioč (1980, 55) omenja rudišča Lepa Njiva med onimi, vezanimi na alpidski geotektonski ciklus.

Misel, da pripada rudišče Lepa Njiva tipu Zajača, sta prva izrekla Duhovnik in Berce (1955). Kasneje tega podatka nihče več ne omenja.

Glede na razčlenitev antimonovih rudišč sveta, ki jo je podal Berger (1978), bi lahko spadalo rudišče Lepa Njiva samo v prvo tako imenovano cinabarit-fluorit-antimonitovo jaspisoidno formacijo, torej formacijo z izrazito kremenovo hidrotermalno metasomatozo. Gre za rudišča s sorazmerno preprosto mineralno sestavo, pri čemer se delež cinabarita in fluorita lahko močno spreminja.

Cinabarita z Lepe Njive doslej nihče ne omenja, vendar je živo srebro prisotno, kar kažejo geokemične raziskave, o fluorju oziroma mineralu fluoritu pa nimamo nikakršnih podatkov.

Med manj pomembnimi minerali, na katere opozarja Berger (1978), doslej v rudišču Lepa Njiva niso našli arzenopirita, realgarja in sfalerita, med nepomembnimi pa pirotina, halkopirita, galenita in še nekaterih drugih, čeprav geokemični podatki kažejo na prisotnost Zn, Cu in Pb.

Med nerudnimi minerali, na katere opozarja Berger, je poleg kremena in karbonatov v Lepi Njivi največ barita, kaj je z fluoritom, pa smo že povedali.

Za jaspisoidno rudno formacijo naj bi bila karakteristična prisotnost selena v antimonitu, in sicer do 1150 μg/g, v nekaterih rudah pa še prvine Ag in Au, kar pa z dosedanjimi raziskavami v Lepi Njivi še nismo potrdili. Pomembni so še Sb oksidi; ponekod so iz prve faze nastajanja mineralov (Berger, 1978, 195). Prisotnost oksidnih mineralov v Lepi Njivi so potrdile rudnomikroskopske preiskave.

Na podlagi doslej zbranih podatkov še ne znamo zanesljivo vzporejati združb mineralov iz Lepe Njive s petimi fazami mineralizacije, ki jih obravnava Berger (1978), pri čemer običajno prva – predrudna asociacija mineralov (kremen, kalcedon, karbonati, fluorit, pirit, včasih barit) odgovarja zgodnji okremenitvi karbonatnih kamenin.

Drovenik in sodelavci (1980, 63) poročajo, da je v Lepi Njivi najprej kristaliziral barit in šele kasneje antimonit, kar bi ustrezalo 1. in 3. fazi; slednja po Bergerju (1978) nosi glavno količino Sb. Druga faza s sulfosolmi, četrta – živosrebrna in zadnja – arzenova združba mineralov tod najbrž niso prisotne.

Po podatkih Bergerja (1978) se gibljejo temperature nastajanja mineralnih asociacij prve faze v intervalu od 320–290°C, v tretji fazi pa med 286 in 120°C; ustreznih podatkov iz rudišča Lepa Njiva nimamo.

Glavno predrudno hidrotermalno spremembo, torej okremenitev karbonatnih kamenin, je Berger (1978) takole definiral. Jaspisoidi Sb rudišč so kalcedonovo kremenovi metasomatiti, ki nadomeščajo karbonatne kamenine vzdolž plastovitosti, pri čemer nastajajo konkordantna monokremenova plastnata in lečasta telesa. Njih debelina variira od nekaj metrov do več deset metrov in jih lahko zasledujemo na dolžini sto metrov do več km. Okremenitev zajame zdrobljene in zakrasele kamenine. Včasih jo spremlja fluoritizacija in baritizacija.

Glinasto-kremenove in kremenovo-karbonatne kamenine pretrpe izokemično prekristalizacijo in preidejo v temne, rožencem podobne kamenine brez bistvenega dotoka kremenice. Nasprotno pa je pri okremenitvi karbonatnih kamenin dotok kremenice večji od 1 t/m³ in se kompenzira z odstranitvijo Ca, Mg, $CO_2$ in drugih komponent, pri čemer se desilificirajo talninske skrilave plasti ali pa izvira kremenica od drugod. Značilna stratiformnost okremenelih delov v karbonatnih kameninah je posledica po plasti se odvijajoče kremenove metasomatoze z večkratno prekristalizacijo in s sodelovanjem slabo mineraliziranih raztopin pri temperaturah 300 ± 50°C (Berger, 1978, 196).

Navedene značilnosti spremenjenih kamenin (z izjemo fluoritizacije) povsem ustrezajo razmeram na območju rudišča Lepa Njiva. Med spremembami, ki jih še omenja Berger, sta na našem ozemlju v perifernih conah prisotni tudi dolomitizacija in kalcitizacija, v glinastih kameninah iz krovnine okremenelih teles so kaolinitne žilice, medtem ko o argilitizaciji, sericitizaciji, grafitizaciji in piritizaciji ne bi mogli govoriti.

Berger (1978) je nanizal tudi številne druge podatke o rudiščih jaspisoidne formacije, ki jih lahko s pridom uporabimo pri vrednotenju potencialnosti rudišča Lepa Njiva in raziskovanju širšega prostora.

Raziskovalec opozarja na vlogo ekranizacije in navaja podatek, da lahko pričakujemo najbogatejša rudna telesa v okremenelih apnencih v prvih 15–20 m od kontakta s krovninskimi skrilavci. Eden izmed osnovnih lokalizatorjev orudenja v jaspisoidni formaciji je tudi prisotnost paleokrasa, ki se seveda javlja v bližini krovninski plasti.

Berger nadalje opozarja, da okremenitev ni nujno povezana z antiklinalnimi hrbti, vendar se okrog 50 % teh rudišč javlja v antiklinalah, ostala pa v sinklinalah, monoklinalah in nedeformiranih kameninah.

Najbogatejše orudenje je v antiklinalnih pregibih in delih, ki so pretrpeli večkratno drobljenje in prekristalizacijo. V karbonatnih kameninah, ki se menjavajo z drobnimi klastiti, pa lahko najdemo več – celo štiri rudne nivoje v vertikalnem intervalu nekaj deset do prvih nekaj sto metrov.

Disjunktivne deformacije se javljajo na stiku različnih litoloških sredin kot medplastne razpoke ali kot različno orientirane – navadno strme prečne razpoke. Slednje so lahko dovodni kanali in na presečiščih nosijo bogato rudo, vendar samo v okviru metasomatsko spremenjene kamenine (Berger, 1978).

Skoraj vse navedene ugodne parametre litološke in strukturne kontrole orudenja najdemo na območju Lepe Njive, vendar so še vedno preslabo preučeni, kar velja zlasti za paleokras.

Med prvinami indikatorji jaspisoidnega orudenja omenja Berger (1978) Hg, Sb, As, Sn, Mo in Ag. Aureole imajo položne, preproste oblike, ki odgovarjajo plastnati

morfologiji rudnih teles in sežejo v krovnino nad rudnimi telesi nekaj deset metrov, vzdolž prelomov pa do sto metrov kot konice. Živo srebro se javlja v koncentracijah do 0,001 % in več, Sb in As v intervalu 0,001–0,04 %, Pb, Mo in Ag pa z vsebnostmi do 0,001 % in le včasih večjih od te vrednosti. Hg, Sb in As se javljajo v najvišjih koncentracijah v notranjih delih aureol, Pb, Mo in Ag pa v zunanjih. Zanimiv je še podatek, da opažamo ponekod v rudonosnih formacijah povišane koncentracije Hg in Sb, ki so 100–1000-krat višje od Klarka (Berger, 1978).

O geoloških razmerah v Podrinjskem območju daje Jankovič (1960, 1967) vrsto za nas zanimivih podatkov. Največje koncentracije metala so v metasomatsko okremenelih zgornjekarbonskih apnencih neposredno pod skrilavci, kar je ena od značilnosti teh rudišč. Okremeneli deli apnenca imajo največkrat nepravilno obliko. V nekaterih rudiščih pa imajo spremenjene kamenine plastnato obliko, pri čemer je meja s skrilavci v krovnini ostro izražena, proti nespremenjenim v talnini pa postopna ali ostra. Glede pojavljanja rudnih teles v okremenelih conah ni jasne zakonitosti. Debelina in razprostranjenost okremenelih delov ni neposredno proporcionalna stopnji orudenja. Najdemo obsežne mase okremenelih kamenin, ki ne vsebujejo pomembnih koncentracij antimona, in obratno, v manjših in tanjših okremenelih conah so velike količine Sb.

Velike koncentracije antimona se zelo pogosto javljajo v temenih antiklinal. Poleg rudnih teles v posameznih stratigrafskih horizontih in nivojih se javljajo tudi rudna telesa, vezana na razpoke, pri čemer imajo mnoga izmed njih tipično žilno obliko.

Mineralizirane površine v Podrinjskem območju dosežejo površino do 50.000 m², okremenele pa celo 150.000 m² znotraj njih pa je koncentracija antimona nepravilno razporejena; rudonosni okremeneli apnenci so dokazani v več nivojih.

Berger (1978, 203) poudarja, da se javlja Sb orudenje jaspisoidne formacije znotraj karbonatnih miogeosinklinalnih sistemov več kilometrov ali več deset km stran od eugeosinklinal, centralnih in obodnih masivov ter zavzema velike površine.

Lego orudenih con znotraj terigenokarbonatnih kompleksov v miogeosinklinalah kontrolirajo konsedimentacijske strukture. Važne so predvsem paleotektonske antiforme z dva do petkrat zmanjšano debelino karbonatnih kamenin. Ozke gradientne cone facij in debelin, gravimagnetni pregibi, sistemi znotraj formacijskih prelomov in narivov fiksirajo lego nekdanjih regionalnih prelomov, ki obdajajo take paleoantiforme. Nekateri prelomi, ki razmejujejo strukturno facialne cone visokega reda, imajo, kot kaže, globinski značaj. Njih oblika, pregibi, razvejanje, medsebojna lega in presečišča opredeljujejo lego rudnih polj. Eden izmed pogostnih paleostrukturnih elementov v rudonosnih conah so regionalni položni narivi.

Rudišča jaspisoidne formacije so po ugotovitvah Bergerja (1978) polihrone in poligene tvorbe. Nastajajo v geosinklinalnem stadiju, ki je povezan z erozijskimi diskordancami oziroma kameninami, v katerih nastopajo.

Z upoštevanjem vseh literaturnih podatkov o rudišču, naših novih informacij in razmer v sorodnih rudiščih v svetu lahko genetsko in starostno problematiko objekta Lepa Njiva opredelimo takole.

Zanesljivo lahko trdimo, da se večji del okremenelih teles oziroma orudenja na območju Lepe Njive javlja v skitskih plasteh, in to predvsem v apnencu, v manjši meri pa v meljevcu in peščenjaku enake starosti. Na območju Visočkega vrha je okremenitev zajela srednjetriasni dolomit, nad Laznikom pa leži okremenelo telo na apnencu ladinijsko-karnijske starosti. Severno od Laznika, pri Firberju in na obrobju oligocenskih plasti območja Rženičnik–Gaber–Lesjak se okremenela telesa

naslanjajo na zgornjepermske apnence. In končno, podatki vrtanja in geokemične raziskave kažejo, da se javlja okremenitev in Sb orudenje tudi v oligocenskih skladih.

Rudonosni procesi so torej zajeli prav različne kamenine v širokem starostnem intervalu od zgornjega perma do oligocena. Za orudenje ni bila pomembna starost kamenin, temveč njih sestava, predvsem pa ugodna lega.

Noben raziskovalec Lepe Njive doslej ni opazil tesne prostorske povezanosti rudonosnih procesov oziroma okremenelih teles s kameninami oligocenske starosti. Temu je med drugim vzrok tudi prekritost preiskovanih območij in ne nazadnje neugoden erozijski rez. Tako je prav v najbolj raziskanem okremenelem telesu št. 7, kjer so bile dane največje možnosti za ugotovitev strukturne kontrole orudenja, velik del terena in kontakta z oligocenskimi kameninami prekrit s pobočnim gruščem.

Tesna prostorska povezanost okremenelih teles in oligocenskih plasti je na geološki karti (sl. 1) vidna le pri telesih št. 1 in 9 in na delu okremenelega telesa 10. Povsod drugod so neotektonski premiki in erozija zabrisali prvotne odnose in zdi se, da so okremenela telesa posejana brez reda.

Z geoloških profilov (sl. 2) je med drugim jasno razvidno, da se okremenela telesa javljajo v svodnih delih antiklinalnih hrbtov kot npr. telo št. 1 (profila A in B), nekatera pa sežejo še daleč v območja njihovih kril, kot npr. telo 7, kar so potrdile tudi vrtine (sl. 2 profila D in E, sl. 5 do 8).

Ekranski efekt je torej igral na območju Lepe Njive izredno pomembno vlogo, čeprav ne moremo trditi, da so povsod nad okremenelimi telesi prav nepropustne kamenine. Oligocenski tufski laporji so krovnina npr. telesu št. 9 in 10, drugod pa so v taki legi grobi klastiti (telo 1) ali pa o tem ni podatka, ker so ekranske strukture erodirane (večji del telesa 7).

Preseneča dejstvo, da noben raziskovalec Lepe Njive ne omenja možnosti nekdanje karstifikacije apnenca, čeprav nekateri opozarjajo na luknjičavost in kavernoznost okremenelih kamenin. Več $m^3$ velike odprte kaverne so po mnenju Drovenika F. (1977) izluženi deli prvotnega apnenca.

Pred odložitvijo oligocenskih skladov so bile paleozojske in triasne plasti brez dvoma dalj časa izpostavljene eroziji. Zato obstaja velika verjetnost, da je vse različno stare karbonatne kamenine zajel proces karstifikacije. Najbrž imamo opraviti s tako imenovanim »osamljenim krasom«, saj se znotraj triasnih plasti menjavajo prepustne in relativno neprepustne kamenine (meljevci, peščenjaki).

V starih opisih sedimentoloških vzorcev nismo zasledili informacij o specifičnih teksturah in strukturah, ki bi jih lahko nedvomno pripisali karstifikaciji, razen seveda prisotnosti fenomena »intraformacijskih breč«, ki pa so lahko singenetskega izvora ali povezane z rudonosnimi procesi (jaspisoidne breče). Tudi na terenu, razen kavernoznosti v okremenelih telesih, nismo opazili pojavov, ki bi kazali na zakrasevanje. Skratka, problemu prisotnosti paleokrasa in nadrudnega – recentnega krasa, nastajajočega po odstranitvi nepropustnega pokrova, bo treba v bodoče posvetiti več pozornosti.

Nanizane podatke o tektogenezi obravnavanega prostora moramo dopolniti še s podatki, pomembnimi z metalogenetskega gledišča.

V stadiju peneplenizacije ozemlja v predoligocenskem in zgodnjeoligocenskem obdobju je karbonatne plasti paleozojske in mezozojske starosti zajel proces karstifikacije. Pirenejska tektonska faza je povzročila transgresijo spodnje- do srednje oligocenskih plasti preko zakrasele pretežno karbonatne podlage, ob istočasni rasti antiforme s smerjo vzhod–zahod. Na krilih položne antiklinale so kot bazalna tvorba nastajali konglomerati, v območju jedra gube pa se je sedimentacija pričela z mlaj-

šimi členi smrekovške serije, ob istočasni aktivnosti andezitskega vulkanizma v širši okolici.

Pri gubanju so se apnenci z visoko vrednostjo specifične plastovitosti (število plasti na meter debeline) razlistali in – kot je običajno v jedrih antiklinal – prepokali (sistemi vzdolžnih odprtih, vertikalnih razpok). Skupno z deformacijami, nastalimi pri zakrasevanju je pod apikalnim delom antiklinalne strukture, že prekrite z oligocenskimi skladi, nastala zelo prepustna cona in podani so bili pogoji za obsežno alteracijo kamenin, povezano s hidrotermalno dejavnostjo končnega stadija smrekovškega vulkanizma.

Kako so se gibale hidrotermalne raztopine, danes še ne vemo. Razmere na območju okremenelega telesa z našo oznako št. 3 nakazujejo možnost prodiranja raztopin v vertikalni smeri (sl. 9a), pri čemer bi kremenica lahko nastajala z desilifikacijo starejših kamenin. Izokemična prekristalizacija brez bistvenega dotoka kremenice ne pride v poštev. Tretja možnost pa je, da so raztopine, bogate s kremenico, prodirale v horizontalni smeri vzdolž najbolj prepustne cone pod antiklinalnim hrbtom in so prišle od daleč. V enem ali drugem primeru so bili plastnati apnenci in dolomiti različne starosti, ponekod tudi meljevci in peščenjaki metasomatsko spremenjeni v jaspisoide, tu in tam pa so se ohranili relikti prvotno laminirane kamenine. Del zdrobljenih in v brečo spremenjenih ter s kremenico zlepljenih kamenin bi lahko nastal v tem obdobju in na tak način. Drugod je lahko breča sinsedimentarnega nastanka ali pa je njen izvor povezan s procesi zakrasevanja.

Zaobljenost klastov različne sestave kaže, da imamo v večini primerov opraviti z okremenelim bazalnim konglomeratom oligocenske starosti, za ločitev drugih »intraformacijskih breč« pa še nimamo ustreznih kriterijev.

Poleg bazalnega konglomerata je okremenitev ponekod zajela tudi drobne oligocenske klastite, ki leže višje v krovnini (npr. v vrtini 4 in 7/76 – sl. 5).

Spodnja meja okremenelih teles ponekod sovpada z litološkimi kontakti, drugod pa poteka npr. znotraj meljevca. O prisotnosti več ločenih nivojev okremenelih teles zaenkrat nimamo dokazov. Razmere npr. v vrtini 1/78 smo razložili z razvejanjem enega in istega okremenelega telesa (sl. 8). Na istem profilu se lahko prepričamo, da znaša tod debelina telesa najmanj 25 m, drugod (Visočki vrh) pa je verjetno še večja (profil I). Ostale dimenzije okremenelih teles smo navedli pri opisovanju vsakega posebej. Skupaj gre za okremenele površine več sto tisoč $m^2$ s prostornino več milijonov $m^3$, v celotni coni pa za več deset milijonov ton kremenice, brez upoštevanja že erodiranih delov.

Antimonit kot glavni rudni mineral nastopa v obliki žil, žilic in gnezd ali pa metasomatsko nadomešča okremenelo kamenino. Najdemo ga predvsem znotraj okremenelih teles, lahko pa tudi v nespremenjenih skitskih kameninah v podlagi, vendar znaša ta razdalja, po doslej zbranih podatkih, največ 15 m (sl. 7, vrtina 8/76). Pri vrednotenju vseh razpoložljivih podatkov nismo dobili vtisa, da se antimonit javlja oziroma koncentrira v nekaterih nivojih okremenelih teles, oziroma nastopa le tik pod ekranom iz oligocenskih plasti (sl. 5). Ugotovitev je seveda na mestu pri sedanji stopnji raziskanosti pretežno perifernih delov okremenelih teles.

Živo srebro je sicer prisotno, vendar doslej nihče ni našel cinabarita. Fluorita raziskovalci ne omenjajo, o prisotnosti ali izostanku selena v antimonitu pa iz dosedanjih spektralnih analiz ne moremo soditi.

Rudišče so prekrile še mlajše oligocenske plasti in verjetno še druge terciarne usedline v debelini več sto metrov. V neotektonskem obdobju so subvertikalni prelomi razsekali ozemlje, erozija pa je ponekod prekinila nekdanjo zvezo med

okremenelimi telesi in izoblikovala površino, ki poteka subparalelno z antiformo, pri čemer je bil večji del apikalnih območij okremenelih teles erodiran.

Po našem mnenju ni več dileme o terciarni starosti rudišča. Orudenje v oligocenskih plasteh in tesna povezanost med orudenimi okremenelimi telesi ter sinhrono nastajajočo antiformo, v kateri sodelujejo tudi paleontološko dokazane oliocenske plasti, nedvoumno govori za terciarno, najverjetneje oligocensko starost rudišča. Gre za mezo– do epitermalno rudišče, genetsko povezano s hidrotermalno dejavnostjo na širšem območju Smrekovca.

Če je sericit, ki ga nekateri raziskovalci omenjajo v zvezi z orudenjem, hidrotermalnega nastanka, bo mogoče rudišče časovno opredeliti tudi s K Ar metodo.

Perspektivnost ožjega in širšega območja rudišča Lepa Njiva ocenjujemo takole.

V samem rudišču so doslej pridobili le nekaj deset ton Sb (Drovenik et al., 1980, 63), rezultati vrtanja med leti 1971 in 1977 pa niso bili najbolj spodbudni. Geološki prerezi poleg tega kažejo, da je morebitno bogato Sb orudenje v jaspisoidih svodnih delov antiklinale že erodirano, najbolj perspektivno okremenelo telo št. 7 pa se javlja daleč na bokih antiforme in obenem v coni, kjer se telo navzdol ob ekranu iz oligocenskih plasti naglo izklini. Res je, da ne vemo, ali so rudna telesa žilnega tipa v apnencih pod jaspisoidi v osnih delih antiklinale sploh prisotna, vendar menimo, da na ožjem območju Lepe Njive ne moremo računati z večjimi zalogami antimonove rude.

Na Pleničarjevi karti iz leta 1969 (Drovenik F., 1969) so evidentirali okremenele zgornjepermske in srednjetriasne kamenine tudi na območju same vasi Lepa Njiva okrog 2, km SE od našega ozemlja in na obsežnem prostoru Bezgovce nad Šmartnim ob Paki (sl. 1). Del vmesnega ozemlja prekrivajo oligocenski skladi.

Posamezna okremenela telesa se torej javljajo na površini vsaj 20 km², cona iz spremenjenih kamenin pa je subparalelna z dinarsko usmerjenim neotektonskim Šoštanjskim prelomom in od njega oddaljena 3 km proti SW.

Oligocenske plasti zavzemajo velike površine zahodno, jugozahodno in jugovzhodno od rudišča Lepa Njiva. Samo na listu Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1983), na katerem je naše rudišče, prekrivajo oligocenski skladi površino okrog 150 km². Z upoštevanjem podatka, da se cone z rudišči cinabarit-fluorit-antimonitne jaspisoidne formacije raztezajo na dolžini nekaj deset do prvih nekaj sto km pri širini do 50 km (Berger, 1978, 204), lahko upravičeno računamo na okremenela območja pod oligocenskim ekranom tudi na širšem prostoru Lepe Njive. Malo je namreč verjetno, da je erozija pri Gregorcu in na Visočkem vrhu razgalila edini in še z antimonom najlepše orudeni del jaspisoidne formacije. Pod oligocenskim ekranom lahko pričakujemo nova – nedotaknjena in verjetno bogatejša Sb in tudi druga rudna nahajališča.

Temu v prid govori tudi star literaturni podatek. O antimonitu z malahitom in fluoritom v apnencu nedoločene starosti pri Solčavi sta pisala Vivenot (1869) in Hatle (1885). Gre za lokacijo, oddaljeno 21 km zahodno severozahodno od Lepe Njive in okrog 5 km zunaj območja iz oligocenskih skladov. Po podatkih Osnovne geološke karte lista Ravne na Koroškem (Mioč et al., 1983) so na tem območju prisotne spodnjetriasne plasti, ki so orudene tudi v Lepi Njivi.

Zelo zanimivega podatka o pojavu antimonita pri Gornjem Gradu, 15 km jugozahodno od Lepe Njive, ki ga navajajo Drovenik in sodelavci (1980, 37) pa žal ne smemo upoštevati. Aigner (1907, 235), po katerem omenjeni avtorji navajajo podatek, je namreč mislil na Gornji Grad kot nekdanje upravno središče in se vse njegove

informacije dejansko nanašajo na Lepo Njivo, kar se ujema tudi s podatki, ki jih je nanizal Mohorič (1978, 222). Pač pa dobiva v okviru novih spoznanj vse večjo težo starostna problematika rudišča Puharje (Pb, Zn) pri Šoštanju, saj je orudenje prav tako na obrobju oligocenskih skladov.

Fedorčuk (1964, 156, 212) je zapisal, da se v okviru procesa kalcitizacije javljajo kalcitne žilice v nadrudnih glinovcih več kot 600 m daleč od rudonosnega horizonta. Zanimiv je tudi podatek o prisotnosti nadrudnega pirita.

Za orudenje najbolj ugodne potencialne strukture – antiforme bi na širšem prostoru z natančnim geološkim kartiranjem oligocenske vulkanogene serije verjetno lahko odkrili in zanimiva območja preiskali z geokemično in geofizikalno metodo, ki so jo pred leti tod že preizkušali.

Leta 1976 je Lapajne s sodelavci (Bidovec & Drovenik F., 1976) na območju severozahodno od Gregorca izmeril tri geofizikalne profile v skupni dolžini 600 m, in sicer v smeri vzhod-zahod. Merili so lastni potencial, ki je nakazal nekaj negativnih anomalij v bližini okremenelih kamenin. Gre za elektrokinetično polarizacijo, ki jo povzroča površinska voda, infiltrirana v porozno okremenelo in v našem primeru tudi orudeno kamenino.

Doslej zbrani podatki o antimonovem orudenju na ožji lokalnosti Lepa Njiva z ekonomskega aspekta niso ugodni, vendar so osnova za raziskovanje obsežnega potencialnega območja in, kar je najvažnejše, dajejo jasnejšo sliko o vlogi terciarnega magmatizma na slovenskem prostoru glede kovinskih mineralnih surovin.

## On the lithologic, stratigraphic and structural control of mineralization and the age of the Lepa Njiva antimony deposit

The investigations carried out in 1984 and completed in 1989 revealed new insights into the set-up and the age of the Lepa Njiva deposit.

The oldest rocks in the deposit area are dark grey biomicrosparitic and biomicritic limestones, containing locally minute grains of chert. According to paleontological evidence they appartain to the Upper Permian. Paleontologically ranged into the Scythian stage (Figs. 1, 2 and 3) are the grey platy micritic, microsparitic and sparitic limestones, interlayered with planar and lenticular beds of fine-grained sandstone and siltstone, occupying the majority of the deposit area.

The Middle Triassic age has been ascribed to the grey sparitic dolomite, whereas the grey, platy and cherty limestone rich in microfauna belongs to the Middle – to Upper Triassic time span. It does crop out at one single locality only, and the same holds true also for the palynomorphically defined Jurassic beds (Fig. 4).

The Oligocene beds are represented by polymict basal conglomerate, grey-green tuffaceous marls with microfauna and andesitic tuffs and tuffites, all of them unconformably overlying older bedrock.

Since the Upper Permian and the Triassic beds are in inverse position (Sketch in Fig. 2), one can presume that the pre-Tertiary rocks make part of a large recumbent fold. Thrust deformations are evident within its lower structurally affected part, but they are not discernible within the Oligocene beds. The unusual position of the Middle Triassic and Jurassic beds can be explained in this way (Fig. 2).

Contemporaneously with the transgression of the Oligocene beds within the Pyreneean orogeny, a new folded structure began to form, its fold axis oriented E–W.

The absence of basal conglomerate in the crestal area of the fold points to a synsedimentary growth of the anticline during the Oligocene time. However, in the neotectonic period the area was affected by meridionally directed faulting.

Regarding the classification of the antimony ore deposits according to Berger (1978), the Lepa Njiva deposit could fit well with its cinnabar – fluorite – antimony jasperoidal formation. Hydrothermally altered – silicified – are first of all the Scythian limestone, the fine-grained sandstone and siltstone, the Middle Triassic dolomite and the Oligocene basal conglomerate, and in a lesser degree the pyroclastics of the same age, possibly also the Upper Permian and the Upper Triassic limestones (Figs. 5, 7 and 8). The lenticular silicified bodies are quite large, appearing under the cover of the Oligocene beds in the apical parts of the anticlinal crests as well as on theirs limbs. A large part of the silicified bodies has been eroded away (Figs. 1, 2 and 5).

The mineralizations are confined exclusively to the inner parts of the silicified bodies, as described quite in detail by Bidovec (1974, 1980), Grafenauer (1964, 1969) and Drovenik, M. et al. (1980). In addition to the prevailing mineral stibnite there are also some of its oxides, barite and pyrite in the ore, which appears as veins, veinlets and nests or as replacement of silicified rocks. Stibnite in unaltered rocks occurs sporadically only (Figs. 5, 7). Cinnabar has not been reported from the Lepa Njiva, although the presence of mercury has been proved geochemically in the ore. There are also no data available regarding the presence of fluor or the mineral fluorite, as well as of selenium, which is otherwise characteristic for this type of mineralization.

The mineralized Oligocene beds and the evident spatial connection of silicified bodies with the simoultaneously forming Oligocene structures prove the Tertiary age of deposit's formation, relating it to the final hydrothermal episodes of he nearby Smrekovec volcanic centre.

## Literatura


Aigner, A. 1907, Die Mineralschätze der Steiermark, Wien – Leipzig.

Berce, B. 1963, The formation of the ore-deposits in Slovenia. Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, XIX, Pavia.

Berger, V. I. 1978, Surmjanie mestoroždenija. Nedra, Leningrad.

Bidovec, M. 1974, Antimonovo orudenje Lepa Njiva pri Mozirju. Diplomsko delo. Arhiv FNT Ljubljana.

Bidovec, M. 1980, Antimonovo rudišče Lepa Njiva. Geologija 23/2, Ljubljana.

Bidovec, M. & Drovenik, F. 1976, Geološke raziskave svinca in cinka – IV. faza. Poročilo o raziskavah antimonove rude v Lepi Njivi. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Buser, S. 1979, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač lista Celje. Zvezni geološki zavod Beograd.

Češmiga, I. 1959, Rudarstvo LR Slovenije. Ljubljana.

Drovenik, F. 1969, Geološke raziskave na območju Puharja v letu 1968. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, F. 1971, Poročilo o geoloških raziskavah na objektih Puharje, Lepa Njiva in Galicija. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, F. 1977, Geološke raziskave svinca in cinka – V. faza. Poročilo o raziskavah antimonove rude v Lepi Njivi. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. Geologija 23/1, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1946, Izveštaj o geološkem pregledu pojava antimonita kod Zagorja i Trojana i pojavama antimonita kod Lepe Njive kod Mozirja u Savinjskoj dolini. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. & Berce, 1955, Rudne zaloge v Sloveniji. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fedorčuk, V. P. 1964, Metodika poiskov i razvedki skritovo rturnosurmjanovo orudenija. Nedra, Moskva.

Fedorčuk, V. P. 1969, Okolorudnie izmenenija rtutnosurmjanih mestoroždenij. Nedra, Moskva.

Fedorčuk, V. P. 1974, Genetičeskie i promišlenie tipi mestoroždenij surmi. Razv. i ohr. nedr. N8, Moskva.

Grafenauer, S. 1964, Najdišča antimonita v Sloveniji. RMZ *3*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. RMZ *3–4*, Ljubljana.

Hatle, E. 1885, Die Minerale des Herzogthums Steiermark. Graz.

Hermann, F. 1942, Die Antimonerzvorkommen in ehemaligen Jugoslawien. Zeitsch. prakt. Geologie, *50* Jahrg. Hf. 2, Halle.

Hinterlechner, K. 1918, Ueber die alpinen Antimonit-vorkommen. Jb. geol. R.–A., Wien.

Janković, S. 1957, Ležišta metaličnih mineralnih sirovina. Beograd.

Janković, S. 1960, Allgemeine Charakteristik der Antimon – Erzlagerstätten Jugoslawiens. N. Jb. Miner. Festband Ramdohr, Bd *94*, Stuttgart.

Janković, S. 1967, Metalogenetske epohe i rudonosna područja Jugoslavije, Beograd.

Jelenc, D. 1953, O raziskovanju mineralnih surovin v LR Sloveniji. Geologija *1*, Ljubljana.

Jelenc, D. 1956, Letno poročilo za leto 1955, Lepa Njiva – antimon. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Mioč, P. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Ravne na Koroškem. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ravne na Koroškem. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Mohorič, I. 1978, Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. I. knjiga, Založba Obzorja, Maribor.

Pleničar, M. 1965, Poročilo o izdelavi regionalne geološke karte, list Ravne in Slovenj Gradec. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod Beograd.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchung in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark. Jb. geol. R.–A., 1857, VIII, Wien.

Rösler, H. J. & Lange, H. 1972, Geochemical Tables. Amsterdam.

Simić, V. 1951, Istorijski razvoj našeg rudarstva. Beograd.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen karte Karnischen und Julischen Alpen. Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen karte Prassberg a.d. Sann. Wien.

Vivenot, V. F. 1869, Beiträge zur mineralogischen Topographie von Oesterreich und Ungarn. Jb. geol. R.–A., Wien.

GEOLOGIJA 33, 397–446 (1990), Ljubljana

UDK 553.065/.08(497.12) = 863

# O živosrebrovi rudi iz rudnega telesa Grübler v Idriji

## On the mercury ore from the Grübler orebody, Idrija

*Matija Drovenik* in *Tadej Dolenec*
Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva cesta 20, 61000 Ljubljana
*Bojan Režun*
Rudnik živega srebra Idrija, 65280 Idrija
*Jože Pezdič*
Inštitut Jožef Stefan, Jamova cesta 39, 61000 Ljubljana

**Kratka vsebina**

Nadrobne raziskave rude rudnega telesa Grübler so dale vrsto novih podatkov o živosrebrovem rudišču Idrija. Metasomatska ruda v spodnjeskitskem dolomitu je seveda povezana s srednjetriasno magmatsko aktivnostjo. Toda ta ruda je bila kasneje tektonsko pretrta in zdrobljena. Nastale so žilice, žile in rudne breče. Vezivo sestavlja predvsem beli zrnati dolomit, kateremu se v spremenljivih, toda manjših količinah pridružujejo cinabarit, organska snov, kremen in pirit. Te sestavine se pojavljajo v več generacijah, ki so po našem mnenju povezane z delovanjem podtalnice, medtem ko je alpidska orogeneza dvigala rudišče proti površju. Raziskave so dopolnjene z masnospektrometrično analizo izotopske sestave žvepla v cinabaritu ter kisika in ogljika v različnih generacijah dolomita.

**Abstract**

Detailed studies of ore from the Grübler orebody furnished several new data about the Idrija mercury deposit. The metasomatic ore in the Lower Scythian dolomite is ascociated with the Middle Triassic igneous activity, but was later tectonicaly fractured and crumbled. Veinlets, veins and breccia originated. Cement consists mainly of white granular dolomite which is in variable, but lesser amount accompanied by cinnabar, organic matter, quartz and pyrite. These compounds occur in several generations. The authors consider that cement is associated with the activity of subsurface water during the uplifting the deposit toward the surface by the Alpine orogeny. Studies are supplemented by mass spectrometric analyses of sulfur in cinnabar and of oxygen and carbon in several dolomite generations.

### Uvod

Idrijsko rudo sta začela že v 18. stoletju preučevati Scopoli in Hacquet. Toda prve sodobne raziskave je opravil šele pred nekaj manj kot sto leti dunajski profesor Schrauf (1891). Za njim so pomembne razprave o idrijski rudi prispevali predvsem

Kropač (1912), Pilz (1915), Berce (1958) ter Colbertaldo in Slavikova (1961). Z novimi podatki sta nastanek idrijske rude in idrijskega rudišča razložila Mlakar in Drovenik (1971, 1972).

Danes poznamo osnovne značilnosti živosrebrovega orudenja v posameznih litostratigrafskih enotah. Prav tako vemo, da je nastala idrijska ruda v dveh srednjetriasnih fazah orudenja. V prvi, ki se je pojavila v začetku ladinijske stopnje, so bili ob subvertikalnih prelomih orudeni karbonski (premokarbonski?), permijski, skitski in anizijski skladi ter prav tako langobardske kaolinitne usedline in tufi. V tej fazi je nastala živosrebrova ruda v sedimentnih kamninah predvsem pri procesih metasomatskega nadomeščanja, deloma tudi tako, da je kristaliziral cinabarit kot glavni rudni mineral v razpokah in v porah omenjenih kamnin. Za drugo fazo pa je značilno, da so pritekale nekoliko pozneje, vendar še vedno v ladiniju, rudonosne raztopine ob subvertikalnih prelomih skozi prej opisano litološko zaporedje pa tudi skozi langobardske konglomerate na površje, kjer se je v močvirskem okolju izločal cinabarit, katerega so postopoma prekrivali tufi in tufiti. Tako je nastala singenetska živosrebrova ruda v plasteh skonca in v krovninskih piroklastičnih kamninah.

Žal se s podrobnostmi do sedaj nismo ukvarjali. Čeprav so v idrijskem rudniku odkopavali rudo iz več kakor sto večjih in manjših rudnih teles, le-ta z genetskega stališča ni bila nadrobneje raziskana niti v enem izmed njih. Zato nam niso natančneje znane niti značilnosti prvotne rude niti njena preobrazba vse od srednjega triasa do danes.

Potem ko je pred dvema letoma znova stekla proizvodnja živega srebra v Idriji, smo začeli zbirati vzorce rude iz tistih rudnih teles, ki so v proizvodnji, oziroma so sploh še dostopna. Tako smo našli zelo zanimivo rudo v rudnem telesu Grübler, katerega je s tektonske plati zelo dobro opisal Placer (1974/75). Tam so orudene spodnjeskitske plasti. Leta 1988 smo rudo iz tega rudnega telesa nadrobno raziskali. Študijo je denarno omogočila Raziskovalna skupnost Slovenije, za kar se ji lepo zahvaljujemo. Prav tako se zahvaljujemo Cirilu Gantarju za rudnomikroskopske in Vladu Segalliju za elektronskomikroskopske slike, ki dopolnjujejo besedilo.

## Petrološke značilnosti spodnjeskitskih plasti

Najstarejšim triasnim skladom idrijskega rudišča so vrsto let pripisovali anizijsko starost. Šele Mlakar (1957) je dokazal, da gre za kamnine, ki so nastale v skitski seriji. V njihovem spodnjem delu, ki je debel od 150 do 170 m, si zaporedno vrstijo sivi dolomit, sivi zrnati in peščenosljudnati dolomit ter svetlo sivi dolomit. Spodnjeskitski dolomit prekriva 80 do 120 m debela serija sivo zelenega apnenosljudnatega skrilavca in peščenjaka z lečami oolitnega apnenca (Mlakar, 1969).

Osnovne podatke o mineralni sestavi spodnjeskitskega dolomita sta nato podala Mlakar in Drovenik (1971). Zapisala sta, da so poleg dolomita v tej kamnini še detritična zrna kremena, kalcedona, turmalina in sericita, mimo tega pa sta prisotna še kalcit in diagenetski pirit. Sicer pa je ta dolomit prepreden z belimi dolomitnimi žilicami in pogosto vsebuje majhne geode, ki so delno ali povsem zapolnjene z belimi kristalčki dolomita. V mlajšem dolomitnem nivoju so v geodah večkrat prisotne organske snovi, med njimi tudi idrialin.

Nadrobno opisujejo spodnjeskitske plasti iz idrijskega rudišča Čar in njegovi sodelavci (1980). Po njihovih podatkih je spodnji del skitske serije razvit pretežno dolomitno. Dolomit je srednje- do tankoplastnat, zelo redko tudi debeloplastnat. Med

seboj vzporedni stilolitni šivi in tanke skrilave pole mu pogosto dajejo videz laminiranosti. Vsebuje zelo različno količino karbonatne komponente. Zvečine se vsebnost dolomita sicer giblje od 92 % do 96 %, vendar ga je v nekaterih vzorcih komaj 67,6 %. Z rentgensko analizo so ugotovili, da vsebuje ta kamnina poleg dolomita še kremen, kalcit, glinence, muskovit, illit in kaolinit. Dolomit je v glavnem homogen, toda neenakomerno zrnat; velikost njegovih zrn se spreminja od 20 do 350 μm. Prvotne strukture karbonatne kamnine so zelo redko ohranjene. Gre za dolosparit, ki ima v glavnem ksenotopično in hipidiotično strukturo. Sedimentacija karbonatne usedline naj bi potekala v relativno mirnem okolju zatišnega dela litoralnega šelfa, kjer so prevladovale redukcijske razmere, na kar kaže prisotnost pirita in organske snovi. Med nekarbonatnimi minerali je najpogostnejši kremen, ki nastopa na dva načina. Prevladujejo nezaobljena do slabo zaobljena zrna detritičnega izvora, velika od 50 do 100 μm, prisoten pa je tudi različek kasnodiagenetskega izvora. Kasnodiagenetski je tudi kaolinit.

Dolomit prekriva zaporedje, katerega grade plasti glinovca, skrilavega meljevca in peščenjaka s šestimi debelejšimi lečami in plastmi oolitnega apnenca ter s posameznimi polami mikritnega apnenca in dolomita. Leče oolitnega apnenca so navadno dolge nekaj deset metrov, redkeje tudi več sto metrov in dosežejo debelino osmih metrov. V njih prevladujejo ooidi, veliki zvečine okrog 0,5 mm, prisotni pa so tudi fosilni ostanki in detritične komponente, med katerimi je najpogostnejši kremen; omeniti pa moramo tudi muskovit. Ooidi so nastajali v predelu medplimskih kanalov in delt (Čar et al., 1980).

Mikroskopska in rentgenska raziskava sta pokazali, da vsebujejo klastične kamnine kremen, sljude (pretežno muskovit), drobce kamnin, plagioklaze, kaolinit, illit, anhidrit, sadro, hematit, geothit in pirit ter v spremenljivih količinah tudi dolomit in kalcit. Klastične komponente so prenašali tokovi in jih odlagali v plitvem, sorazmerno precej mirnem okolju.

Čar in njegovi sodelavci so torej obravnavali izključno petrološke značilnosti spodnjeskitskih plasti. Živosrebrovega orudenja v njih ne omenjajo. Toda prav te plasti so bile marsikje orudene. Tako je vseboval spodnjeskitski dolomit npr. rudna telesa Joško, Močnik, Pravica, Rop, Kisessel in Grübler, v spodnjeskitskem oolitnem apnencu pa so bila med drugimi tudi rudna telesa Ruda, Lamberg, Zorc in Metacinabarit.

### Značilnosti živosrebrovega orudenja v rudnem telesu Grübler

Jamske karte povedo, da leži to rudno telo v skrajnem severozahodnem delu idrijskega rudišča, in sicer v njegovi spodnji zgradbi, med 11. in 14. obzorjem. V smeri WSW-ENE se razteza na dolžini okrog 120 m, visoko pa je okrog 70 m. Na 13. obzorju doseže njegova širina 35 m. Zahvaljujoč raziskavam Placerja (1974/75) je to rudno telo s tektonskega stališča eno najbolj preučenih teles idrijskega rudišča. Njegov prvotni položaj v severnem obrobju idrijskega tektonskega jarka v srednjem triasu podaja Placer na sl. 1, njegovo geološko karto 13. obzorja pa na sl. 2.

Živosrebrova ruda je nastala v spodnjem delu spodnjeskitskih plasti, in sicer ob njihovem tektonskem stiku s karbonskim glinenim skrilavcem. Vezana je za normalni srednjetriasni prelom Grübler, ki se danes razteza v smeri WSW-ENE in strmo vpada proti NNW, ter za sistem razpok, ki imajo podobno smer, le da je njihov vpad nekoliko bolj strm. Orudenje je zajelo del litološkega zaporedja, ki ga grade nad dva centimetra debele pole temno sivega zrnatega dolomita in slaboplastnati sivi zrnati

dolomit z vložki temno sivega tankoplastnatega peščenosljudnatega dolomita (Placer, 1974/75).

V prelomni coni med spodjeskitskim dolomitom in karbonskim glinenim skrilavcem oziroma grödenskim peščenjakom je Placer našel 3 do 5 cm debelo piritno zapolnitev, vendar v njej ni zasledil cinabarita. Pač pa je ta mineral prisoten v širši porušni coni, ki seče spodnjeskitski dolomit, kjer je vezan za sistem lasnic, ali pa nadomešča beli žilni dolomit. Tak način je po Placerju značilen za siromašno živosrebrovo rudo z manj kot 1 % Hg. Bogata ruda, ki vsebuje več kot 1 % Hg, nastopa le ponekod in je vezana za nepravilna žilja, kjer cinabarit popolnoma ali delno nadomešča beli žilni dolomit in prikamnino.

Placer nadalje navaja, da spremljajo prelom Grübler odprte orudene razpoke, in sicer v pasu, ki je širok največ 25 do 30 m. Njihova gostota da je bila največja na severovzhodni strani 1. etaže 13. obzorja, njih medsebojna razdalja pa od pol metra do nekaj metrov. Dolge so bile do 30 m, široke pa največ 4 cm. Te razpoke so bile zapolnjene z belim kristalnim dolomitom, cinabaritom, piritom in črno bitumensko snovjo. Mineralna ali organska snov zapolnjuje razpoke delno ali popolnoma, pri čemer je v večini primerov izražena simetrična zgradba. V mineralni paragenezi je po Placerju (1974/75) najmlajši cinabarit.

Leta 1986 je pripravljalni rov, imenovan Priprava 2, na 8. etaži 13. obzorja (nadmorska višina +39 m) odprl del rudnega telesa Grübler, ležeč neposredno ob prelomu Grübler. Tu je imela ruda izrazito brečasto in žiljno teksturo – brečasta ruda je prehajala v žiljno in obratno. Rov je presekal tudi več razpok, votlinic in votlin s premerom do 0,5 m. Nadrobna raziskava je pokazala, da gre za večfazno orudenje. Toda preden se posvetimo orudenju samemu, moramo zapisati nekaj besed o spodnjeskitskem dolomitu, ki je resnično nosilec orudenja.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da gre predvsem za dva dolomitna različka: jedri, homogeni drobnozrnati dolosparit in za intraklastični dolosparit. Dolosparit grade dolomitna zrna velika od 10 do 130 μm; povprečno merijo okrog 60 μm. Predvsem so anhedralna in subhedralna, tako da opazujemo zlasti ksenotopično in hipidiotopično strukturo. Količina zrn detritičnega kremena je v posameznih vzorcih spremenljiva, vendar ne preseže 15–20 %. Njihova velikost se spreminja od 10 do 80 μm. Povečini so slabo zaobljena, toda marsikatero zrno ima posamezno ravno ploskev, kar kaže na njegovo diagenetsko rast. Ponekod pa smo zasledili, da se omenjena kremenova zrna vraščajo med dolomitna, kar pomeni, da so rastla verjetno tudi pri epigenetskih procesih. Toda kremena, ki bi vseboval korodirane dolomitne vključke in bi bil nastal pri okremenitvi, nismo našli. Maloštevilna diagenetska piritna zrna merijo v povprečju okrog 25 μm; zastopana so največ z 0,5 %.

Intraklastični dolosparit grade različno veliki klasti in vezivo. Klasti imajo podobno sestavo kakor pravkar popisani jedri dolomit, le da so dolomitna zrna manjša in merijo v povprečju le okrog 40 μm. V njih najdemo detritična zrna kremena, podrejeno pa tudi diagenetski pirit. Dolomitna zrna veziva so tako evhedralna kot tudi subhedralna in povprečno velika približno 30 μm. Med njimi je marsikje kalcit, prisotna pa so tudi detritična zrna kremena in diagenetski pirit. Pri večji povečavi opazimo, da je vezivo sorazmerno porozno, vsekakor bolj kot klasti.

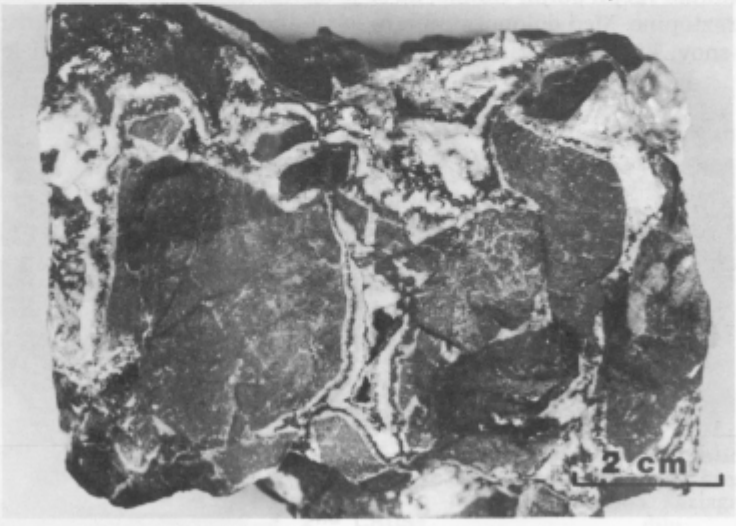
S cinabaritom sta bila orudena tako dolosparit kot intraklastični dolosparit. V obeh kamninah se je izločal del tega minerala v tankih razpokah, tako da sestavlja večkrat skupaj z belimi dolomitnimi zrni tanke nepravilne žilice, ki se med seboj prepletajo. Pretežni del cinabarita, zlasti v bogati rudi, pa je nastal pri metasomatskih procesih. V dolosparitu je sledila raztopina, iz katere je kristaliziral cinabarit

poram in stikom med dolomitnimi zrni, tako da je nastala najprej struktura medzrnskih filmov (tabla 1, sl. 1). Pri nadaljnjem dotoku živosrebrovih spojin pa je prišlo do vse izrazitejše metasomatoze. Tako so nastala nepravilna cinabaritna polja, ki se prepletajo med dolomitnimi zrni in vsebujejo njihove korodirane vključke (tabla 1, sl. 2).

V orudenem intraklastičnem dolosparitu je pretežni del cinabarita v vezivu, precej manj ga je v klastih samih. Rudonosna raztopina je namreč lažje pronicala skozi bolj porozno vezivo kot skozi manj porozne klaste. Tako pogosto leže slabo orudeni klasti v bogato orudenem vezivu (tabla 1, sl. 3). Seveda je tudi v vezivu sledila rudonosna raztopina stikom med dolomitnimi zrni, kjer so bile drobne pore, prisoten pa je bil tudi kalcit. Kjer metasomatski procesi niso bili posebno močni, so evhedralna dolomitna zrna zadržala svoje oblike in dobesedno »plavajo« v cinabaritu (tabla 2, sl. 1). Pri močnejši metasomatozi pa so nastala cinabaritna polja s korodiranimi dolomitnimi vključki.

Orudeni in jalovi dolosparit ter intraklastični dolosparit je pozneje marsikje pretrla in tudi močneje zdrobila mlajša tektonika. Njej so sledile raztopine, iz katerih se je izločal predvsem beli dolomit, v manjši meri tudi cinabarit, kremen, pirit in organska snov. Vse te komponente sestavljajo vezivo rudne breče, ki združuje kose, koščke in drobce orudenega in jalovega dolomita (sl. 1), pa tudi žilice in tanjše žile. Vezivo je navadno debelo 2 mm do 2 cm, toda ponekod doseže celo 5 cm. Nadrobna raziskava je pokazala, da ga grade skorje, ki so zrastle na stenah razpok ter na orudenih in jalovih dolomitnih kosih, koščkih in drobcih v glavnem simetrično ter srednji del.

V celoti smo določili šest skorij, ki se makroskopsko razlikujejo po debelini in po barvi ter, kot je pokazala mikroskopska raziskava, tudi po mineralni sestavi. Na-




Sl 1. Značilna rudna breča. Orudene in jalove kose dolomita vežejo predvsem bela dolomitna zrna

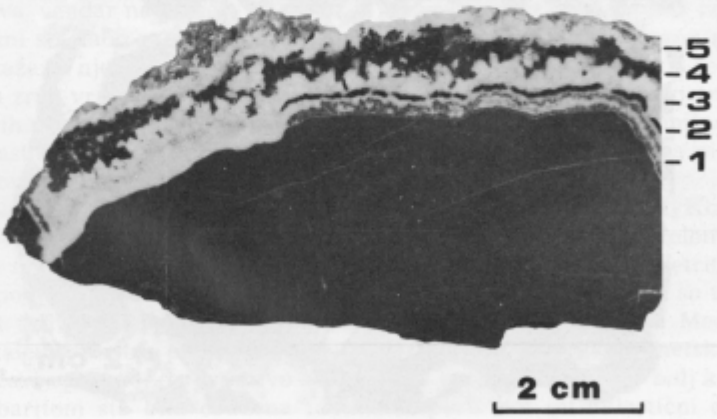
Fig. 1. Typical ore breccia. Mineralized and barren dolomite fragment are cemented together mainly by white dolomite grains

vadno so prisotne tri ali štiri skorje, medtem ko druge manjkajo – ponekod zato, ker so bile razpoke preozke, oziroma je bilo med kosi, koščki in drobci premalo prostora, drugod pa najverjetneje zato, ker niso pritekale raztopine, iz katerih bi se izločale prej omenjene sestavine. Zaradi lažjega opisovanja smo skorje oštevilčili. Prva je tista, ki neposredno prekriva razpoke, oziroma kot prva obrašča kose, koščke in drobce. Druga, tretja, četrta, peta in šesta (sl. 2) si slede zaporedoma v smeri proti sredini razpoke oziroma proti srednjemu delu veziva.

Zelo često so razvite prva, druga in tretja, manj pogostni sta četrta in peta, sorazmerno redka pa je šesta skorja. Značilno je, da sta druga in četrta skorja pogosto prekinjeni. Tam, kjer manjka druga skorja, se zraščata prva in tretja (sl. 2), če ni četrte, pa se združujeta tretja in peta. Našli smo tudi primere, ko sta bili druga in četrta skorja prekinjeni s tankoploščato votlinico, ki je omejena s prvo in tretjo oziroma s tretjo in peto skorjo. Razvoj vseh šestih skorij in srednjega dela veziva, kot to vidimo v presevni svetlobi, kaže sl. 3.

Poglejmo osnovne značilnosti posamezne skorje.

Prva je makroskopsko bele do svetlo sive barve in meri navadno 1 do 6 mm; izjemoma doseže 10 mm. Mikroskopska raziskava pove, da v njej močno prevladujejo anhedralna in subhedralna dolomitna zrna, ki so često conarno zgrajena in so velika zvečine 30 do 80 μm, dosežejo pa tudi 250 μm. Marsikje opazimo, da je na steni razpoke ali na kosu, koščku oziroma na drobcu orudenega ali jalovega dolomita najprej kristaliziral cinabarit, ki sestavlja bolj ali manj idiomorfna zrna (tabla 2, sl. 2) s premeri do 200 μm. Ta rudni mineral se je izločal tudi iz koloidne raztopine. V tem primeru imajo njegova polja okrogle in ledvičaste preseke in sestoje iz zrn s premeri pod 5 μm. V enakem položaju kot cinabarit najdemo tudi kremen, ki tu in tam kaže pravilne preseke. Vendar je kremena manj kot cinabarita. Sicer pa je živosrebrov sulfid prisoten tudi med anhedralnimi in subhedralnimi dolomitnimi zrni. V nekoliko večjih poljih vidimo, da se je izločal najprej iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Med dolomitnimi zrni ležijo tudi do 50 μm velika piritna zrna in organska snov, ki je zastopana s spremenljivimi, praviloma manjšimi količinami.




Sl. 2. Na kosu jalovega dolomita so zrastle prva, druga, tretja, četrta in peta skorja

Fig. 2. The barren dolomite fragment is owergrown by the first, second, third, fourth and fifth core




Sl. 3. Prikaz vseh šestih skorij in srednjega dela veziva. Presevna polarizirana svetloba. Razlaga je v besedilu

Fig. 3. Review of all six cores and of the central part of the cement. Polarized transmitted light. See explanation in text

Kjer je je nekoliko več, ima prva skorja svetlo sivo barvo (sl. 2). Organska snov je zlasti v porah na stiku več dolomitnih zrn, sledi pa tudi stikom med njimi. Večkrat se lahko prepričamo, da je raztopina, iz katere se je izločala, topila dolomitna zrna. Če pri navzkrižnih nikolih opazujemo z močno ksenonsko lučjo, vidimo, da se je ponekod izločala organska snov na dolomitnih zrnih tudi med njihovo rastjo – položena je vzporedno s ploskvami romboedra. Ob stiku z drugo skorjo imajo dolomitna zrna pravilno razvite mejne ploskve. Lepo oblikovani rombasti in trikotni preseki teh zrn leže drug poleg drugega, tako da je meja med prvo in drugo skorjo ponavadi izrazito zobčasta.

Druga skorja je temno sive, ponekod skoraj črne barve, njena dokaj stalna debelina se giblje okrog 1,5 mm. Njen stik ni zobčast le s prvo, temveč tudi s tretjo skorjo. Pretežno jo grade dolomitna zrna, ki so v glavnem anhedralna. V tej skorji je sorazmerno precej organske snovi, ki ji tudi daje temno sivo oziroma skoraj črno barvo. Nastopa na dva načina. Tako obrašča v obliki tankih, prekinjenih open debeline do 30 μm lepo razvita mejna dolomitna zrna prve (tabla 2, sl. 3) in tretje skorje, mimo tega pa gradi tudi dokaj enakomerno razvrščena polja med dolomitnimi zrni (tabla 2, sl. 3). Ta imajo nepravilne, pa tudi bolj ali manj okrogle, eliptične in ledvičaste preseke, večkrat z razločno skorjasto zgradbo. Nekatera polja organske snovi so povsem homogena. V odsevni svetlobi imajo svetlo sivo barvo z rjavim odtenkom in odsevno sposobnost okrog 15 %. Organska snov ne kaže odsevnega pleohroizma in pri navzkrižnih nikolih niti sledu efektov anizotropnosti, kar pomeni, da je izotropna. Številna polja organske snovi pa vsebujejo razpršeni cinabarit. Ta je v brezštevilnih zrnih s premeri pod 2 μm razvrščen dokaj enakomerno (tabla 3, sl. 1), najdemo ga v majhnih zrnih z igličastimi preseki, pa tudi v skorjah debeline nekaj μm, ki se menjavajo s skorjami organske snovi. Sodimo, da sta se v teh primerih izločala organska snov in cinabarit iz iste koloidne raztopine.

Genetsko mlajši cinabarit je razvrščen med dolomitnimi zrni dokaj enakomerno. Sestavlja manjša, nepravilna polja, ki se vraščajo tako med dolomitna zrna kakor tudi med polja organske snovi. V primerih, ko je organska snov zaradi krčenja razpokala, veže cinabarit tudi njene drobce. Ta cinabarit se je izločal deloma iz koloidne, deloma pa tudi iz ionske raztopine. V paragenezi druge skorje so verjetno najmlajša maloštevilna, pretežno nepravilna piritna zrna s premeri okrog 50 μm, ki so v njej neenakomerno razvrščena.

Tretja skorja doseže v pregledanih vzorcih debelino 10 mm. Makroskopsko je bele, redko svetlo sive barve. Pod mikroskopom se prepričamo, da jo grade skorajda le dolomitna zrna, ki so v glavnem anhedralna, le v manjši meri tudi subhedralna. Dosežejo sicer velikost 1,5 mm, vendar merijo povprečno le okrog 150 μm. Dolomitna zrna so v srednjem delu skorje navadno nekoliko manjša in v presevni svetlobi motna. Na njih rastejo večja, prozorna zrna. Pri tem moramo opozoriti na dejstvo, da sestavljata obe površini skorje lepo razvita dolomitna zrna, ki imajo pogosto značilne trikotne in rombaste preseke. Sicer pa najdemo med dolomitnimi zrni te skorje še manjša, nepravilna cinabaritna polja in posamezna zrna pirita.

Četrta skorja je debela največ 9 mm. Zanjo je značilno, da ima v posameznih vzorcih zelo nepravilne preseke, vselej pa je njen stik predvsem s tretjo, pa tudi s peto skorjo izrazito zobčast. Njena barva je temno siva, ponekod skoraj črna. Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da jo grade pretežno anhedralna, deloma tudi subhedralna dolomitna zrna, ki dosežejo velikost nekaj 100 μm. Med njimi sta dokaj enakomerno razvrščena organska snov in cinabarit, katerima pripada skupaj 5 do 10 %. Organska snov, ki skorji daje barvo, se prepleta med dolomitnimi zrni, jih

obrašča v obliki tankih open ali pa ustvarja polja, ki imajo nepravilne, pa tudi eliptične in ledvičaste preseke. Raztopina, iz katere se je izločala, je topila dolomitna zrna, zato imajo le-ta ob stiku z njo večkrat razločno korodirane robove. Tu in tam opazimo, da se je izločala organska snov na površinah rastočih dolomitnih zrn, ki so jo nato pri njihovi rasti vključila; opne organske snovi leže vzporedno s ploskvami romboedra. Zelo redka so piritna zrna s premeri do 40 μm.

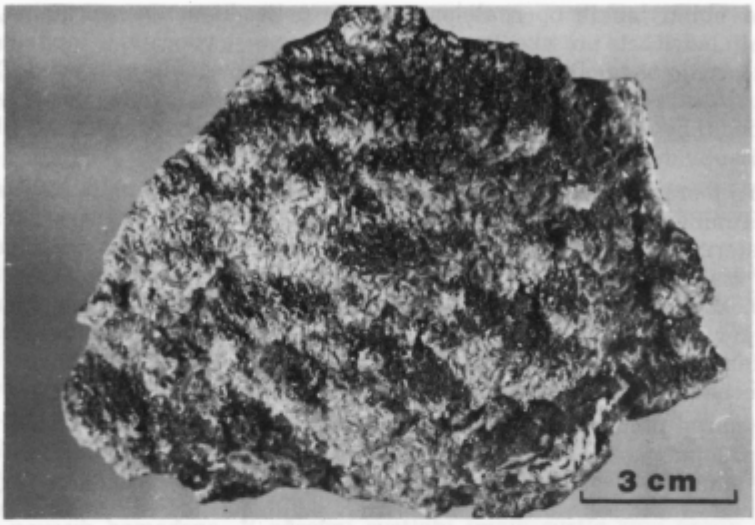
Posebej moramo poudariti, da smo tudi v četrti skorji našli polja organske snovi s cinabaritnimi vključki (tabla 3, sl. 2). Njihova koncentracija je spremenljiva, doseže pa v nekaterih poljih skoraj 30 %. Vključki cinabarita so praviloma manjši od 5 μm in verjetno vsaj deloma tudi submikroskopski; nekateri deli polj organske snovi so namreč nekoliko svetlejši kot je sicer zanjo značilno. Majhna cinabaritna zrna se združujejo v skupke s krpastimi preseki, zasledimo pa tudi ritmično menjavanje zelo tankih cinabaritnih skorij z organsko snovjo. Vse to govori v prid podmene, da sta se organska snov in cinabarit izločala iz koloidne raztopine.

Ko je nastal pretežni del organske snovi in z njo tudi že nekaj cinabarita, se je sestava raztopine spremenila in izločati se je začel le cinabarit. Tudi raztopina, iz katere se je izločal živosrebrov sulfid, je marsikje topila dolomitna zrna, saj so le-ta večkrat razločno korodirana, v cinabaritnih poljih pa najdemo njihove vključke. Najprej se je izločal iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Med njegovim izločanjem so tu in tam nastale tanke opne organske snovi, zlasti na stiku med obema različkoma cinabarita. Ker je sulfidni gel kasneje kristaliziral, najdemo pod mikroskopom bolj ali manj okrogla in ledvičasta cinabaritna polja, ki jih grade 1–3 μm velika zrna; ta polja obraščajo več kot 30 μm velika cinabaritna zrna, ki so kristalizirala iz ionske raztopine.

V enem izmed cinabaritnih polj smo našli organsko snov z eliptičnim presekom (tabla 3, sl. 3), ki vsebuje cinabaritno zrno z okroglim presekom in številne, zelo majhne cinabaritne vključke. Zaradi krčenja ali morda zaradi tlakov je organska snov počila, v razpoki pa se je izločil mlajši cinabarit, ki je organsko snov tudi obdal. Sodimo, da je nastala organska snov s cinabaritom v pori, zapolnjeni z vodo, nato pa je v tej pori kristaliziral še mlajši cinabarit.

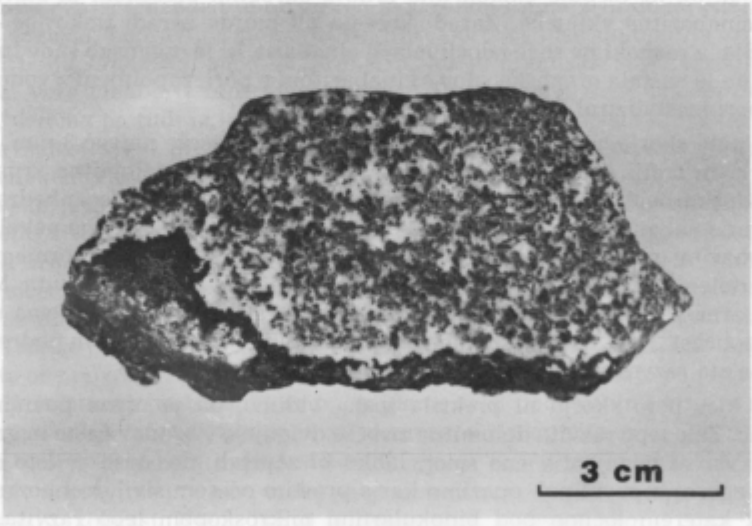
Sledi peta skorja z zelo spremenljivo debelino, ki doseže največ 8 mm. Podobno kot v prvi in tretji skorji so tudi v tej prisotna pretežno dolomitna zrna, zato je makroskopsko bele barve. V njenem srednjem delu prevladujejo anhedralna zrna s premeri do nekaj 100 μm. V spodnjem delu skorje so dolomitna zrna nekoliko večja in lepo razvita; mednje se zajedajo zrna četrte skorje. V njenem zgornjem delu pa dosežejo dolomitna zrna velikost 2,5 mm in so praviloma zelo lepo razvita. Mednje se vraščajo zrna šeste skorje (tabla 4, sl. 1), zato je stik med tema dvema skorjama izrazito zobčast. Peta skorja vsebuje v majhnih količinah cinabarit in podrejeno tudi pirit. Oba sta razvrščena ob stikih med dolomitnimi zrni.

Tam, kjer peto skorjo ni prekrila šesta, vidimo, da je njena površina dokaj razgibana. Zelo lepo razvita dolomitna zrna se dvigujejo v bradavičaste in grebenaste izrastke. Vsi so nagnjeni v eno smer, lahko bi zapisali, da »vise« v isto smer. Na njihovih zgornjih površinah opazimo kar s prostim očesom sivi, drobnozrnati oprh (sl. 4), v katerem ločimo pod binokularnim mikroskopom lepo razvita, povsem prozorna zrnca dolomita, organsko snov, neenakomerno razvrščena zrnca cinabarita in posamezna idiomorfna zrnca kremena. Tu in tam se opisani oprh med omenjenimi izrastki povezuje. Pogled na peto skorjo je v takšnih primerih podoben kot pogled na skalnato steno, katere police so poraščene z mahom.




Sl. 4. Na površini pete skorje, ki jo grade bela dolomitna zrna je nastal tu in tam temno sivi oprh katerega grade zrnca dolomita, organske snovi, cinabarita in kremena

Fig. 4. On the surface of the fifth core, built up of white dolomite grains, originated here and there dark grey coating of tiny dolomite, organic matter, cinnaber and quartz grains




Sl. 5. Srednji del veziva kaže značilno pegasto teksturo. V spodnjem delu vzorca je temno siva šesta skorja

Fig. 5. The central part of the cement shows characteristic spotted structure. Note the dark grey sixth core in the lower part of the specimen

Ponekod najdemo na zelo lepo razvitih zrnih pete skorje šesto skorjo, ki doseže debelino 10 mm. Njena barva je siva, skoraj črna (sl. 5). V drobnozrnati, zelo homogeno zgrajeni osnovi opazimo že makroskopsko podolgovate preseke cinabaritnih polj, ki dosežejo dolžino 10 mm in leže neposredno ob stiku te skorje in srednjega dela veziva, ter posamezne preseke bolj ali manj idiomorfnih cinabaritnih zrn rombaste in romboidne oblike.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da sestoji šesta skorja predvsem iz dolomita, kremena in organske snovi, katerim se pridružujeta že omenjeni cinabarit in v podrejenih količinah tudi pirit. Med anhedralnimi dolomitnimi zrni s premeri od 10 do 200 μm se je najprej izločila organska snov. Njena zrnca le redko presežejo 40 μm, sicer pa so zelo enakomerno razvrščena. Mlajši kremen sledi stikom med dolomitnimi zrni, katera obrašča in tudi nadomešča; ponekod tvori med njimi pravo mrežo. Nato se je iz raztopine izločil pirit, in sicer pretežno v idiomorfnih zrnih s premerom okrog 20 μm. Kot zadnji je nastal cinabarit, ki vsebuje korodirane vključke starejših komponent, zlasti dolomita in kremena (tabla 4, sl. 2).

Minerali šeste skorje obraščajo zelo lepo razvita dolomitna zrna pete skorje (tabla 4, sl. 1) kakor tudi dolomitna zrna srednjega dela veziva. Pa ne samo to. Kremen se marsikje vrašča v omenjena dolomitna zrna in jih tudi nadomešča. Vse to dokazuje, da je šesta skorja dejansko mlajša tako od pete skorje kakor tudi od srednjega dela veziva.

Vezivo breče sestoji ponekod le iz pravkar opisanih skorij, katerih število je od primera do primera različno. Toda marsikje skorje niso povsem povezale kosov, koščkov in drobcev orudenega in jalovega dolomita. V takšnih primerih so ostale v vezivu pore ali pa je nastal iz mlajših raztopin srednji del veziva. Ta se kaže na dva načina:

– ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo, v katerem sicer prevladuje dolomit, prisotni pa so še organska snov, cinabarit in pirit;

– drugod leže dolomitna zrna na prej opisanih skorjah ali pa neposredno obraščajo kose, koščke in drobce orudenega in jalovega dolomita. Prav tako obraščajo dolomitna zrna srednjega dela veziva tudi manjše in večje votline. Tu se jim pridružujejo lepo oblikovani cinabaritni kristali in njihovi zraščenci, kristali kremena in kaolinit (?). Dodajmo še, da je marsikje prisotna tudi organska snov.

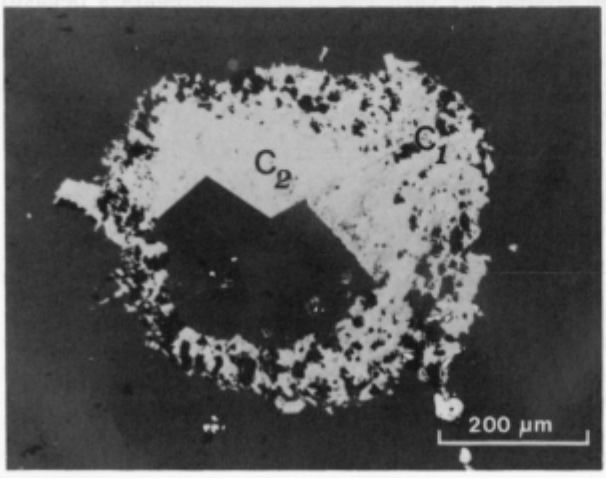
V prvem primeru, ko sestoji srednji del veziva iz zrnatega agregata s pegasto teksturo, grade njegovo osnovo dolomitna zrna, ki so v tej mineralni združbi najstarejša. Povečini so anhedralna in dosežejo velikost 1,3 mm, sicer pa merijo povprečno le okrog 60 μm. Sledila sta organska snov in cinabarit, ki sta v dolomitni osnovi zelo enakomerno razvrščena in sta zastopana s približno enakima količinama. Prav njuna zrna sestavljajo v srednjem delu veziva temnejše pege, ki leže v beli dolomitni osnovi (sl. 5).

Organska snov se je pravzaprav začela izločati prej, preden so dolomitna zrna že povsem izkristalizirala. V obrobnih delih nekaterih dolomitnih zrn opazimo namreč tanke opne organske snovi, ki leže vzporedno s ploskvami romboedra, ali pa neenakomerno vpršena zrnca organske snovi (tabla 4, sl. 3). Sicer pa je zdaleč največ organske snovi v porah med dolomitnimi zrni in ob stikih med njimi. Pod mikroskopom najdemo v dolomitnih in cinabaritnih poljih zelo lepo oblikovane kroglice organske snovi s premeri 20 do 80 μm (tabla 5, sl. 1), nekoliko večje s premeri 200 do 400 μm in polja z bolj ali manj izrazito kolomorfno strukturo, ki dosežejo velikost 1,3 mm. Raztopina, iz katere se je izločala organska snov, je topila dolomitna zrna, kar dokazujejo njihove korodirane oblike. Po opazovanih strukturah sodimo, da se je

izločala organska snov iz koloidne raztopine. Zaradi krčenja so polja organske snovi pogosto razpokala, povezala pa sta jih mlajši dolomit in cinabarit.

Sočasno z organsko snovjo se je pogosto izločal tudi že cinabarit. V njej ga zasledimo zlasti pri močnejših povečavah in se kaže na različne načine. Tako sestavlja cinabarit majhna zrnca s premeri 1 do 5 μm, ki so v organski snovi neenakomerno razvrščena. Nadalje smo našli menjavanje tankih skorij organske snovi s takšnimi, ki vsebujejo tudi drobno razpršena cinabaritna zrnca, pa tudi tanke skorje cinabarita v kolomorfni organski snovi (tabla 5, sl. 2 in sl. 3). Dodajmo končno, da sestavlja cinabarit tudi zrna z igličastimi preseki. Nastala so tako, da je bil cinabarit mobiliziran v kontrakcijske razpoke.

Pretežni del cinabarita je nastal pozneje, in sicer tako, da se je izločal v porah dolomitne osnove ali pa je metasomatsko rastel ob stikih med dolomitnimi zrni. Najdemo ga zvečine v poljih, velikih od 50 do 450 μm, toda prisotna so tudi polja s premerom nekaj milimetrov in celo takšna, ki imajo površino 2 do 3 mm$^2$. Številna imajo bolj ali manj okrogle, eliptične in ledvičaste preseke. Nadrobna analiza je pokazala, da se je izločal cinabarit najprej iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Sulfidni gel je kasneje kristaliziral, tako da opazujemo pod mikroskopom enako velika zrnca s premeri 1 do 3 μm. Ta se pogosto združujejo v drobnozrnat agregat z okroglim presekom, katerega obdajajo večja cinabaritna zrna, ki so kristalizirala iz ionskih raztopin (tabla 6, sl. 1 in 2). V večjih cinabaritnih poljih, zlasti pri navzkrižnih nikolih, večkrat opazimo tudi peresasto strukturo, ki jo grade cinabaritna zrnca s premeri do 3 μm (tabla 6, sl. 3). »Peresa« so nastala pri kristalizaciji HgS gela in leže med nekoliko večjimi cinabaritnimi zrni. Starostno razmerje med cinabaritom, ki se je izločal iz koloidne raztopine, in tistim, ki je kristaliziral iz ionske raztopine, lahko ugotovimo zlasti v primerih, ko sta se oba izločala v isti pori. Najprej je nastal cinabarit iz koloidne raztopine, ki je pozneje kristaliziral, tako da opazujemo sedaj drobna cinabaritna zrnca, ki obraščajo steno por (sl. 6). Nato je na tem cinabaritu ponekod zrastel hipidiomorfni dolomit, nakar je poro zapolnil cinabarit, ki je kristaliziral iz ionske raztopine. Slednjega najdemo tudi v razpokah polj organske snovi, ki so nastale zaradi strjevanja in s tem krčenja organsko-cinabaritnega gela (tab. 5, sl. 3). V srednjem delu veziva s pegasto teksturo je najmlajši pirit, katerega majhna zrnca se vraščajo med cinabaritna polja in cinabaritna zrna.




Sl. 6. V pori med dolomitnimi zrni je nastal najprej cinabarit iz koloidne raztopine ($C_1$), nato sta kristalizirali dve dolomitni zrni in potem še mlajši cinabarit ($C_2$). Odsevna svetloba

Fig. 6. In the pore between dolomite grains first originated cinnabar from coloidal solution ($C_1$), then crystallized two dolomite grains, and finally younger cinnabar ($C_2$). Reflected light

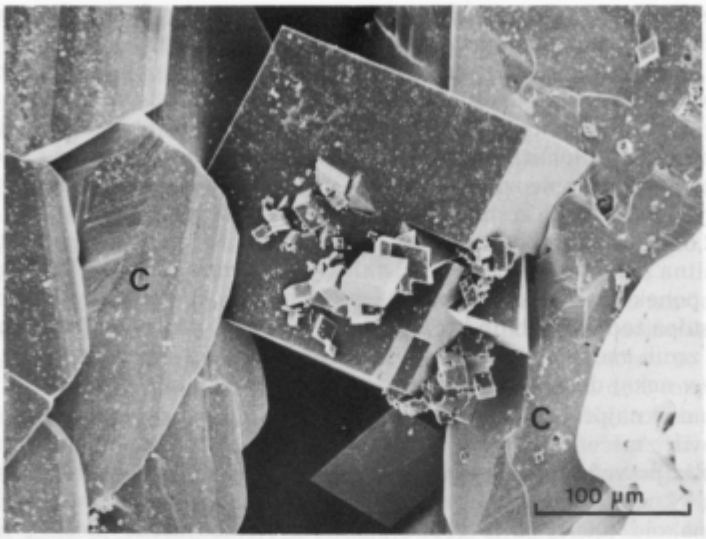
V drugem primeru so se izločili na tej ali oni skorji, ponekod tudi neposredno na kosih, koščkih in drobcih orudenega in jalovega dolomita makroskopsko bela dolomitna zrna, večkrat v obliki lepo razvitih kristalov. Ti so v posameznih vzorcih rude dokaj enakomerno veliki in merijo navadno od 0,5 do 3 mm. Dolomit sestavlja osnovo, na kateri so se nato izločile vse preostale komponente srednjega dela veziva. Toda kristalizacija dolomitnih zrn ni potekala neprekinjeno, temveč s presledki, ko so se tu in tam iz raztopine izločali kremen, organska snov in cinabarit. V tej združbi je najstarejši kremen, ki sestavlja povsem prozorne, zelo lepo razvite kristalčke, velike do 2,5 mm. Organska snov, ki v teh primerih ne vsebuje cinabarita, obrašča tako dolomitna zrna kot kremenove kristalčke. V glavnem sestavlja nepravilne skorje in skupke; ponekod je pore in majhne votlinice povsem zapolnila. Zanimivo je, da večkrat nastopa tudi v majhnih kroglicah s premeri 0,5 do 4 mm. Te leže na starejših dolomitnih zrnih, medtem ko jih mlajša obraščajo. Zaradi krčenja so tu in tam počile in razpadle v nekaj delov. Te so kasneje povezali mlajši minerali.

Med njimi je najprej nastal cinabarit, ki ga najdemo tako v posameznih kristalih kot v njihovih zraščencih. Posamezni kristali dosežejo velikost 5 mm, zraščenci, ki sestoje celo iz po več 10 cinabaritnih kristalov, pa grade tudi nekoliko večje druze s površino do 2 $cm^2$. Za cinabaritne kristale je značilen sploščen romboedrski habitus; osnovni pinakoid (0001) je le redko prisoten. Romboedrske ploskve niso ravne, temveč zaradi številnih vicinalnih ploskvic stopničaste (sl. 7). Med cinabaritnimi kristali so zrastli dolomitni (sl. 7). Nato se je iz raztopine ponekod izločil belkast oprh, za katerega je raziskava pod elektronskim mikroskopom pokazala, da ga grade lističi nekega filosilikata, verjetno kaolinita (sl. 8). Končno so nastali zelo majhni, povsem prozorni dolomitni kristalčki, ki so pri svoji rasti obdali tudi lističe pravkar omenjenega filosilikata.

Na 8. etaži 13. obzorja je presekal rov z imenom Priprava 2 v neposredni bližini preloma Grübler več prelomov in zdrobljenih con, ki so sekale orudeni spodnjeskitski dolomit. Ob njih so bile manjše in večje votline, od katerih je merila največja celo 0,5 m. Našo pozornost je pritegnila zlasti votlina v srednjem delu levega boka. Ležala je v pretrti rudi ob prelomu, ki je vpadal pod kotom okrog 60° proti severovzhodu. Visoka je bila 15 cm, široka največ 8 cm in globoka okrog 10 cm. Po vsem sodeč je predstavljala le manjši del večje votline, ki je bila odstreljena. Njeno steno je v glavnem prekrivala do 5 mm debela skorja, katero so gradila predvsem bela dolomitna zrna. Prej opisanih skorij tu nismo našli, zato menimo, da gre za dolomit, ki drugod sestavlja srednji del veziva. Ponekod je dolomitna skorja manjkala, ker je zaradi tektonskih premikov odpadla; na takšnih mestih se je videla rudna breča.

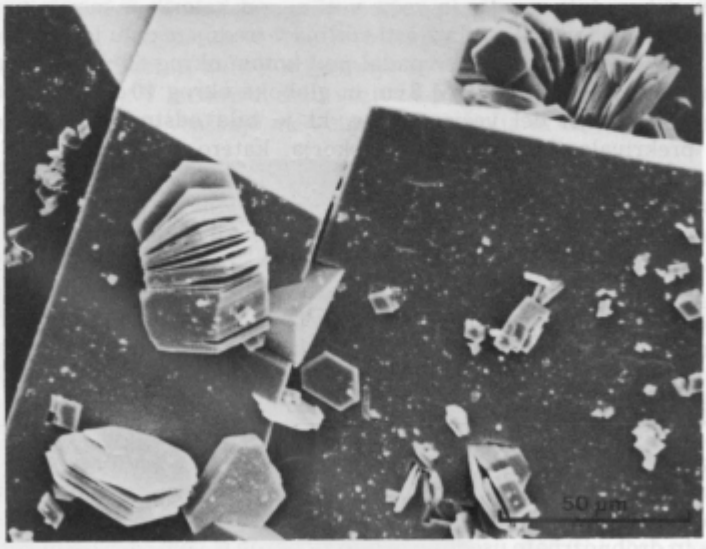
Dolomitna zrna skorje so bila na njeni površini prvotno povsod lepo razvita in velika do 3,5 mm. Lahko zapišemo, da so ta zrna dobesedno tapecirala steno votline; na njih so kasneje zrastli vsi mlajši minerali. Toda lepo oblikovana dolomitna zrna z značilnimi romboedrskimi ploskvami smo lahko opazovali le v zgornji tretjini votline. Na njih so bili posamezni, do 2,5 mm veliki kremenovi kristalčki ter okrušeni ostanki cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev. V srednji, predvsem pa v spodnji tretjini, ki jo je deloma prekrivala srednje- in drobnozrnata usedlina, so bila dolomitna zrna obrušena, prav tako pa smo našli tudi obrušena kremenova zrna ter manjša in večja cinabaritna polja. Skratka, stena srednjega, zlasti pa spodnjega dela votline je bila razločno zglajena.

Srednje- in drobnozrnate usedline je bilo za okrog 0,3 $dm^3$; pri ustju votline je bila debela okrog 3 cm. Na njej so ležali koščki, ki so se zaradi tektonskih premikov odluščili iz stene votline. Kjer so bili priraščeni, je bila razgaljena rudna breča, sicer



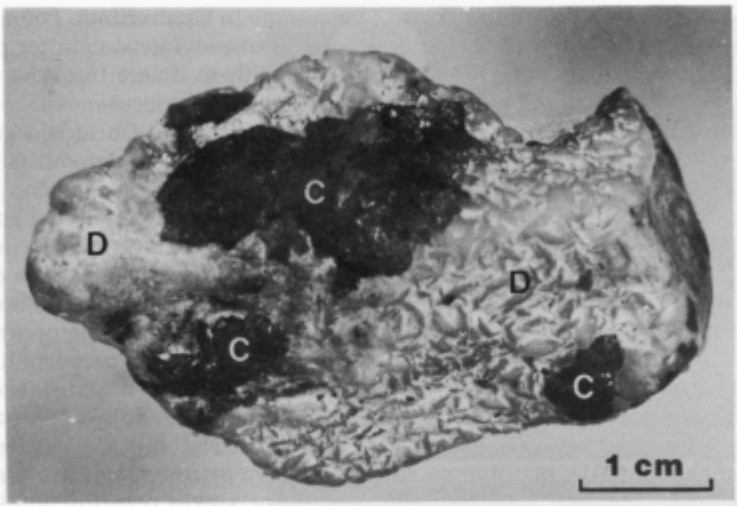

Sl. 7. Na cinabaritnih kristalčkih (C) s številnimi vicinalnimi ploskvami so zrastli lepo razviti dolomitni kristalčki

Fig. 7. Well developed dolomite crystals have grown on cinnabar crystals (C) with numerous vicinal faces



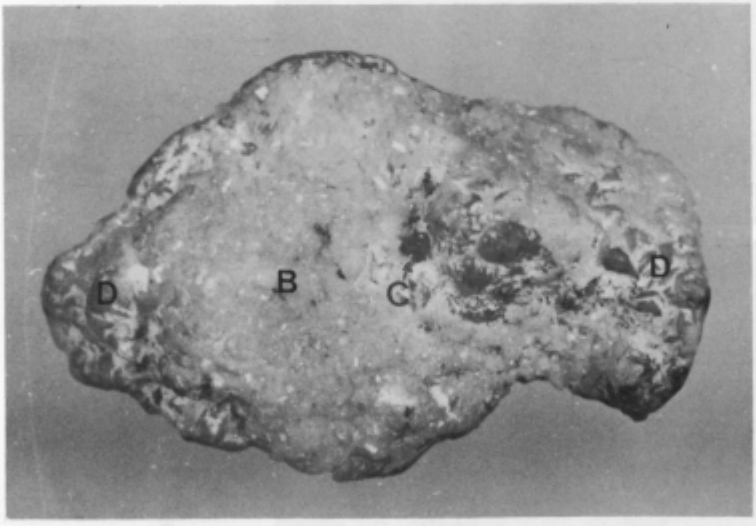

Sl. 8. Lističi kaolinita (?) na dolomitnih kristalih

Fig. 8. Sheets of kaolinite (?) on dolomite crystals




Sl. 9. Površina ploščatega koščka kaže obrušena dolomitna zrna (D) ter obrušene cinabaritne kristalčke in njihove zraščence (C)

Fig. 9. The surface of the flat fragment shows abraded dolomite (D) crystals as well as abraded cinnabar crystals and their agregates (C)

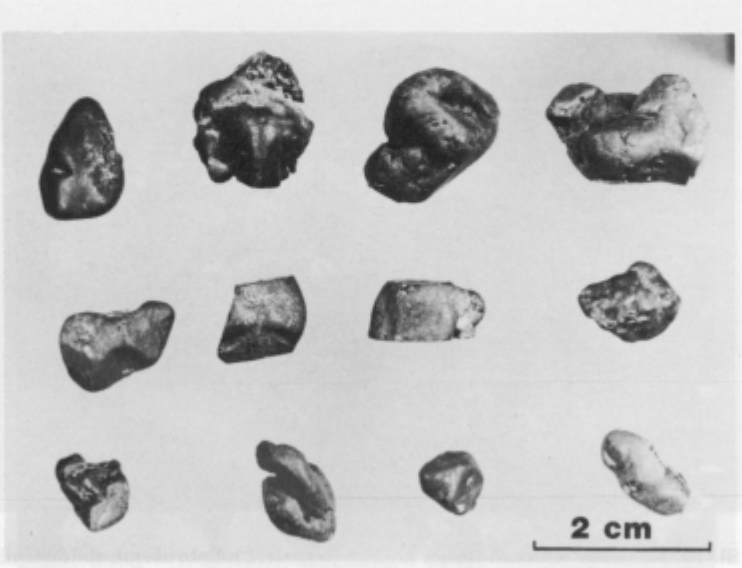



Sl. 10. Na drugi površini istega koščka je zrastel na obrušenih dolomitnih (D) zrnih lepo razvit cinabaritni kristalček (C) ter skorja, ki sestoji iz baritnih kristalčkov (B)

Fig. 10. On the other surface of the same fragment has grown on abraded dolomite grains a well developed cinnabar crystal (C) as well as crust composed of small barite crystals (B)

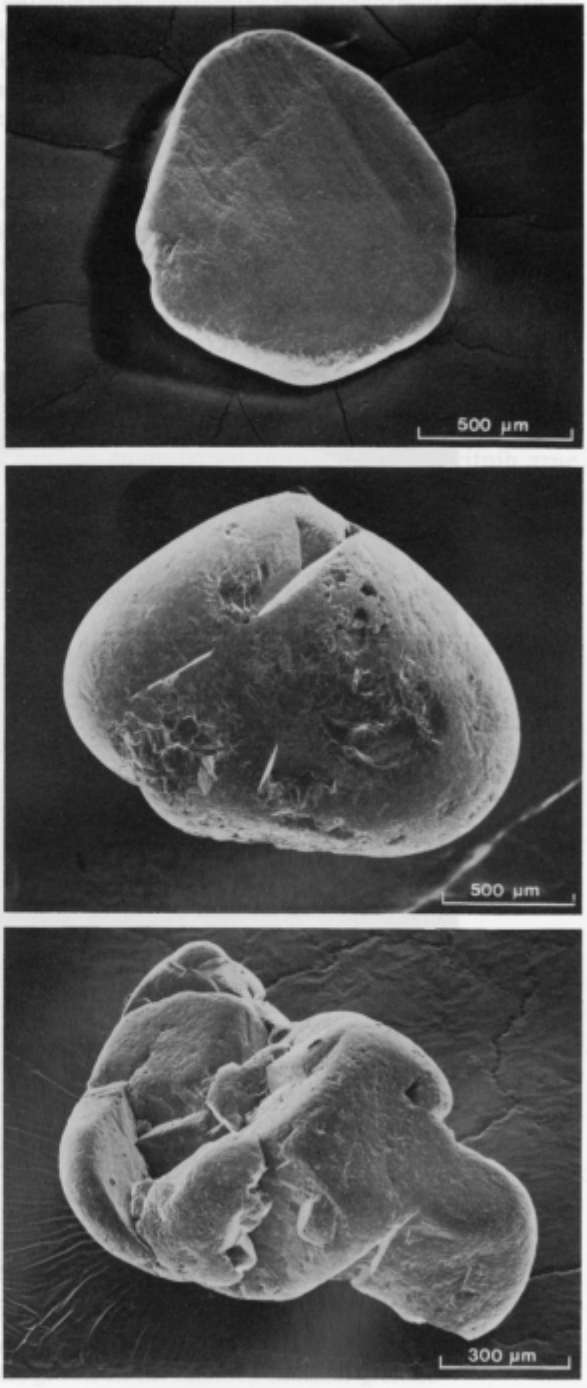
pa jih je obraščala bela dolomitna skorja s kremenom in cinabaritom. Površino skorje so gradila prvotno lepo razvita dolomitna zrna, kremenovi kristalčki ter posamezni kristali in zraščenci cinabarita. Na različnih koščkih so dolomitna zrna skorje ter kremenovi in cinabaritni kristalčki kazali različno stopnjo obrušenosti.

Posebno zanimiv je bil ploščat košček, velik okrog 5 cm. Obraščala ga je dolomitna skorja, le tam, kjer je bil priraščen, se je kazal orudeni dolomit (sl. 9 in 10). Dolomitna zrna površine skorje, velika do 3 mm, so bila povsod močno obrušena, prav tako so bili obrušeni tudi kremenovi kristalčki. Mimo tega smo na eni ploščati površini našli še štiri obrušena cinabaritna polja (sl. 9), od katerih je merilo največje nekaj več kot 2 $cm^2$. Ta polja so prekrivala pod njimi ležeča, lepo razvita dolomitna zrna in jih tako zaščitila pred brušenjem. Enako obrušena so bila tudi dolomitna zrna druge ploščate površine. Toda na njih je zrastla baritna skorja, ki je prekrila skoraj vso površino (sl. 10). Grade jo baritni kristalčki, ki smo jih prepoznali šele pod binokularnim mikroskopom, kasneje pa so bili določeni tudi z rentgensko analizo. V resnici gre za dve generaciji teh kristalčkov. Močno prevladujejo neprozorni, beli kristalčki, veliki do 2 mm. Vsi imajo ploščat habitus. Najbolje sta izraženi ploskvi tretjega pinakoida (001), prisotne pa so tudi ploskve prizme (210) in bipiramid. Ob njih in na njih so zrastli ponekod brezbarvni, kot steklo prozorni mlajši baritni kristalčki, veliki do 0,5 mm, z enakim razvojem ploskve. V skorji na robu koščka so starejši baritni kristalčki nekoliko obrušeni, mlajši pa ne. V srednjem delu te površine je na obrušenih dolomitnih zrnih zrastel 2 mm velik cinabaritni kristal (sl. 10) z romboedrskim habitusom in s številnimi vicinalnimi ploskvicami, ki ne kaže nikakršnih poškodb. Povsem nepoškodovane cinabaritne kristalčke smo našli tudi na obrušenih dolomitnih zrnih nekaterih drugih koščkov. Eden je meril celo 4 mm.




Sl. 11. Cinabaritne oblice so zaobljeni koščki cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev

Fig. 11. Cinnabar pebbles represent rounded fragments of cinnabar crystals and their aggregates



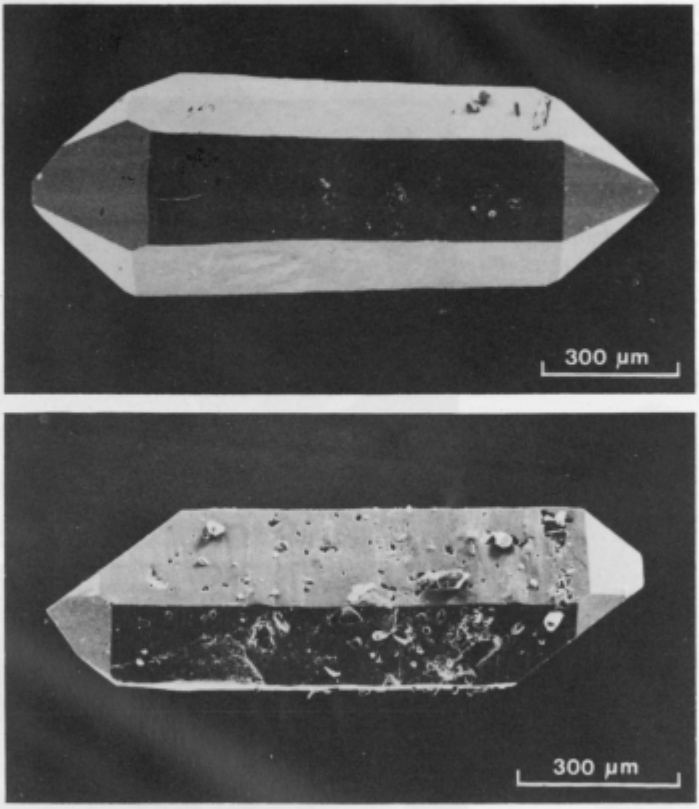

Sl. 12. Značilne oblike cinabaritnih zrnc, ki predstavljajo zaobljene drobce cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev

Fig. 12. Characteristic forms of cinnabar granules – rounded splitters of cinnabar crystals and their aggregates

Srednje- in drobnozrnata usedlina z dna votline je poglavje zase.

Potem ko smo jo s tekočo vodo zelo previdno odmuljili in oprali, smo našli v njej predvsem ostrorobe in delno zaobljene drobce dolomitne skorje, orudenega in jalovega dolomita, dolomitnih in kremenovih zrn ter drobce organske snovi. Toda našo pozornost so zlasti pritegnila zaobljena cinabaritna zrna ter izredno lepo razviti kristalčki kremena, pa tudi barita.

Najprej naj zapišemo, da smo v tej usedlini našli 12 cinabaritnih oblic, velikih od 6 do 17 mm (sl. 11). Gre za obrušene koščke posameznih cinabaritnih kristalov, predvsem pa njihovih zraščencev. Stopnja obrušenosti je različna: nekatere ne kažejo več nobenih kristalnih oblik, v drugih pa je ta oblika še kolikor toliko ohranjena. Dve okrušeni oblici (srednji del slike) sta z dveh strani omejeni s povsem ravnima, med seboj vzporednima razkolnima ploskvama, kar pove, da gre za obrušena in nato




Sl. 13. Zgoraj: Zelo lepo razvit kremenov kristalček s ploskvami (10$\bar{1}$0), (10$\bar{1}$1) in (01$\bar{1}$1)
Spodaj: Zelo lepo razvit, toda nekoliko porozen kremenov kristalček z vraščenimi zrni na njegovih površinah

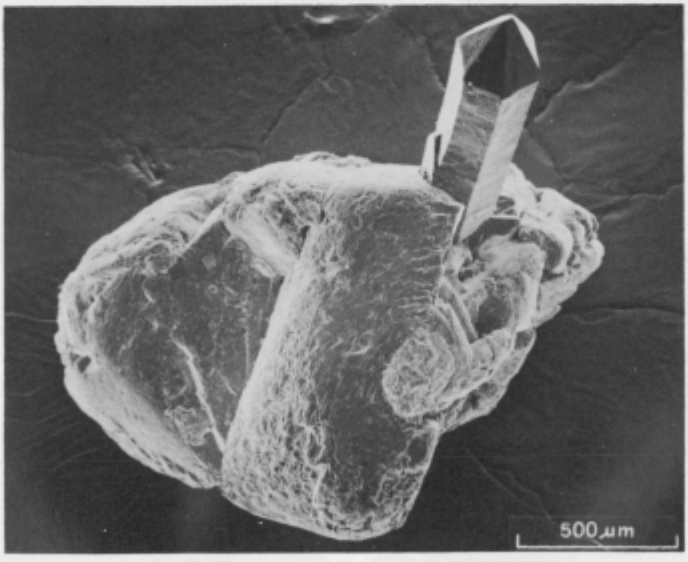
Fig. 13. Above: Very well developed quartz crystal having the faces (10$\bar{1}$0), (10$\bar{1}$1) and (01$\bar{1}$1)
Below: Very well developed, but somewhat porous quartz crystal with included grains on surfaces

okrušena koščka dveh sorazmerno večjih cinabaritnih kristalov. Ob tem moramo poudariti, da smo na dveh oblicah našli po en zraščenec cinabaritnih kristalčkov, velik 1,5 oziroma 2 mm, a kristalčki niso kazali niti sledov brušenja.

Poleg omenjenih večjih cinabaritnih oblic smo našli tudi več kot sto manjših, zaradi brušenja prav tako bolj ali manj zaobljenih cinabaritnih zrnc s premeri do 1,5 mm. To so bili prvotno drobci kristalov in njihovih zraščencev, ki kažejo različno stopnjo zaobljenosti. Tri primere zaobljenih zrnc kaže sl. 12.

Usedlina je vsebovala tudi kremenove in baritne kristalčke in njune monomineralne zraščence. Tako smo našli več kot 200 kremenovih kristalčkov in njihovih zraščencev. Prevladujejo prvi, ki navadno merijo od 0,5 do 2,5 mm. Vsi imajo izrazit prizmatski habitus (sl. 13), na konceh pa so razvite predvsem ploskve glavnega romboedra ($10\bar{1}1$); manj opazne so ploskve drugega romboedra ($01\bar{1}1$). Vsi so povsem prozorni, vendar marsikateri nekoliko porozni (sl. 13). Na površinah so često vključeni drobci usedline, tudi drobci cinabarita. Raziskava z elektronskim mikroskopom je pokazala, da so njihovi robovi povsem ostri in konice idealno koničaste, torej niso kremenovi kristalčki niti najmanj obrušeni ali kako drugače prizadeti. Posebej moramo opozoriti na dejstvo, da smo na enem izmed obrušenih cinabaritnih zrnc našli zelo lepo razvit, povsem nepoškodovan kremenov kristalček (sl. 14).

Zraščenci sestoje v glavnem iz 5 do 15 posameznih kremenovih kristalčkov, ki so skoraj enako ali pa različno veliki (sl. 15). Njihova velikost se navadno giblje od 0,2 do 1,5 mm. Zraščenci pa merijo zvečine od 1 do 4 mm, toda največji je dosegel celo 10 mm. Posamezna zrna imajo vse značilnosti pravkar opisanih monokristalov. Nismo našli primera, da bi bil sicer filigransko zgrajeni kremenov zraščenec kakorkoli prizadet.

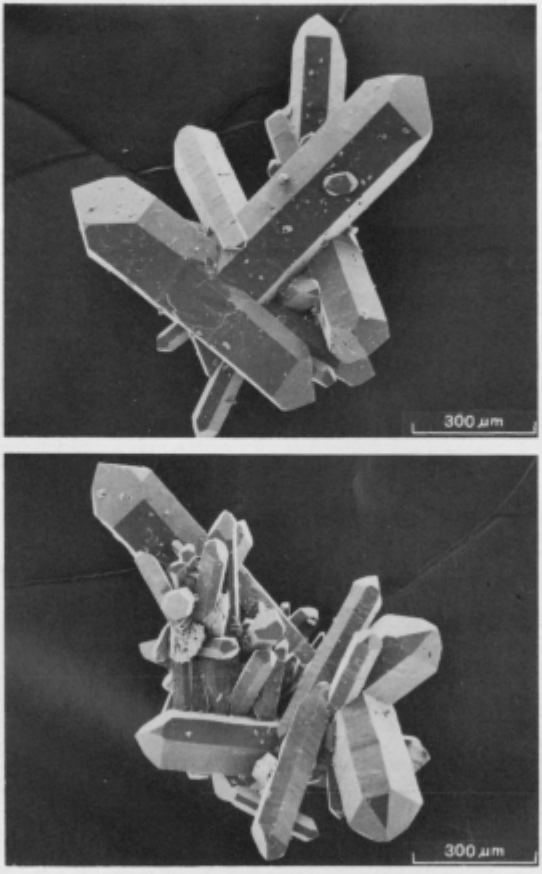



Sl. 14. Na zaobljenem cinabaritnem zrnu je zrastel kremenov kristalček

Fig. 14. Quartz crystal has grown on the rounded cinnabar granule

Bistveno manj kot kremenovih je bilo v usedlini baritnih kristalčkov. Te delimo v dve skupini. V prvo uvrščamo bele, neprozorne različke, ki dosežejo velikost 2 mm. Posamezni kristalčki imajo ploščat, včasih nekoliko bolj poudarjen prizmatski habitus z najbolj razvitima ploskvama 3. pinakoida. Po izraženosti sledijo ploskve prizme, vzporedno s c osjo; manj so opazne ploskve prizme, ki je vzporedna z b osjo, in tiste, ki je vzporedna z a osjo; le tu in tam so prisotne slabo izražene ploskve rombične bipiramide. Zraščenci sestoje iz dveh ali treh zrn. Značilno je, da so oglišča in robovi posameznih baritnih kristalov bolj ali manj okrušeni in obrušeni (sl. 16).

Kristalčki druge skupine so zelo redki. Imajo steklast videz, so povsem prozorni in dosežejo velikost 1,5 mm. Sicer pa imajo enak habitus in podoben razvoj ploskev kot kristalčki prve skupine (sl. 17). Značilno je, da niso povsem izkristalizirali, zato se ploskve obeh prizem, ki sta vzporedni s c osjo, navadno niso dokončno oblikovale, na

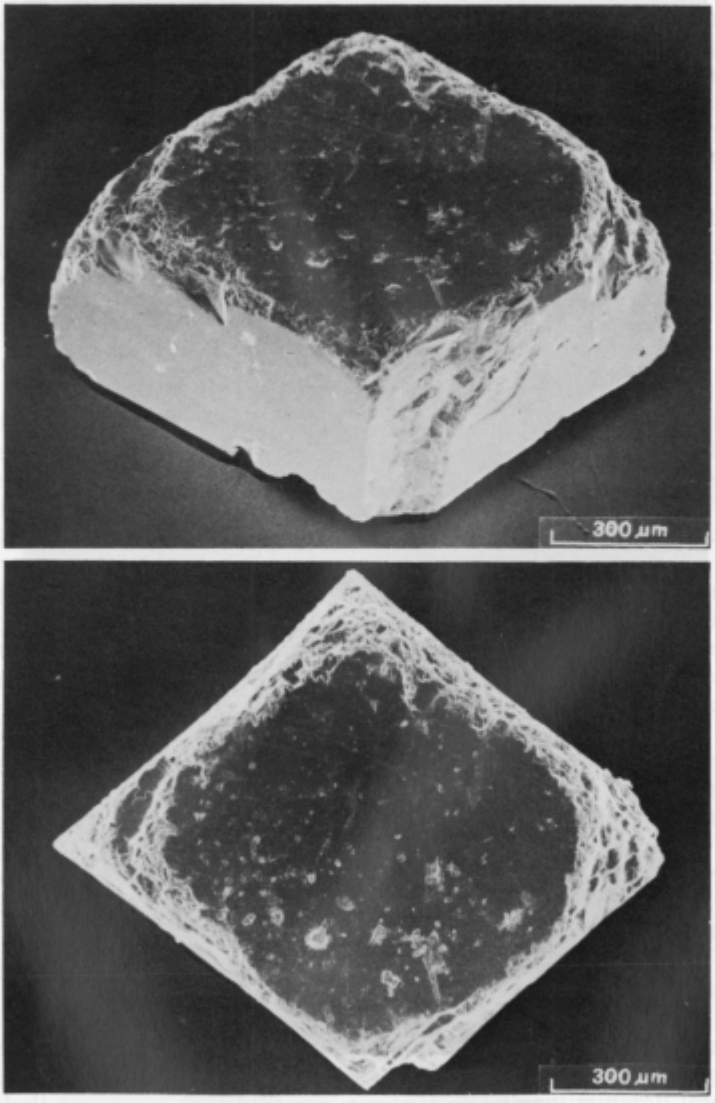



Sl. 15. Zraščenec enako (zgoraj) in različno dolgih kremenovih kristalčkov (spodaj)

Fig. 15. Aggregate of equal (above) and unequal (below) long quartz crystals

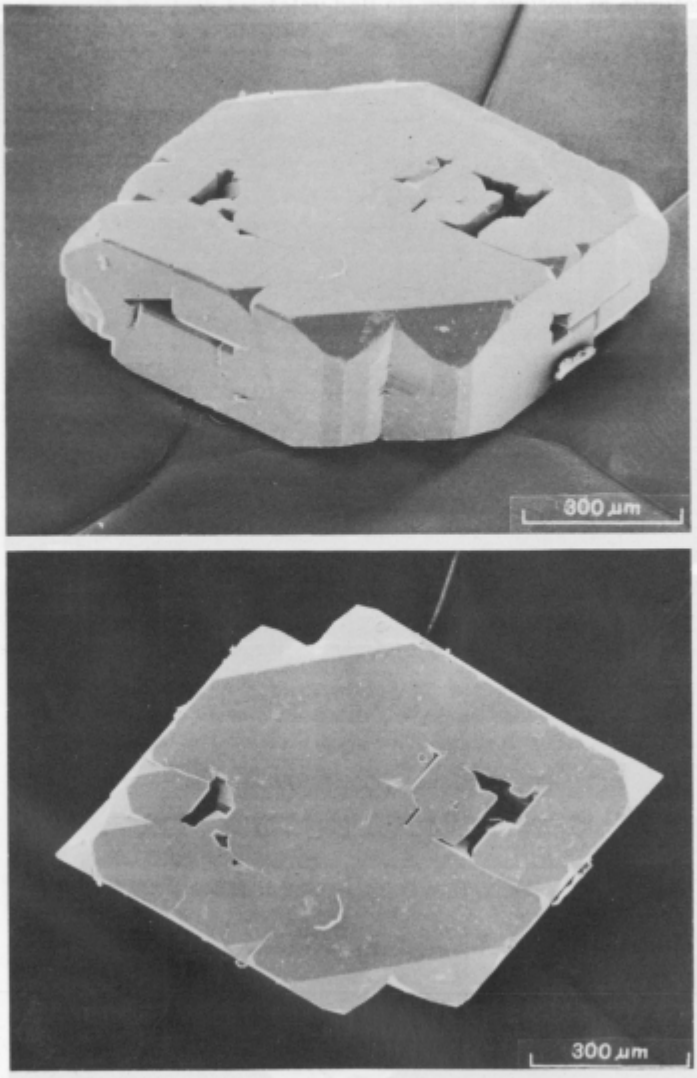
nekaterih drugih ploskvah, zlasti na ploskvah tretjega pinakoida (001), pa opazimo pore, ki se lahko raztezajo skozi ves kristalček. Posebej moramo poudariti, da robovi baritnih kristalčkov druge skupine niso okrušeni in da ne kažejo niti sledov brušenja (sl. 17).

V usedlini smo končno našli tudi nekaj okrog milimeter velikih kroglic samorodnega živega srebra, ki jih je v tem rudnem telesu opazil že Placer (1974/75).




Sl. 16. Okrušeni baritni kristal prve generacije
Fig. 16. Crumbled barite crystal of the first generation

V neposredni bližini pravkar opisane votline sta bili v isti pretrti coni še dve enako usmerjeni votlini; prva je bila nad njo, druga pod njo. Spodnja je bila od srednje oddaljena okrog 35 cm in visoka okrog 30 cm, toda široka le 5 in globoka komaj 4 cm. Zaradi nagnjenega dna se je sicer prisotna usedlina skoraj povsem izsula iz nje. V nekaj $cm^3$ velikem ostanku smo poleg jalovinskih drobcev našli le nekaj ostrorobih drobcev cinabarita. Stena votline je bila tapecirana z belimi dolomitnimi




Sl. 17. Zelo lepo razvit, toda nekoliko porozen baritov kristal druge generacije je povsem nepoškodovan

Fig. 17. Very well developed, but somewhat porous barite crystal of the second generation shows no damage

zrni, na katerih so bili priraščeni okrušeni cinabaritni kristali. V srednji in zlasti v spodnji tretjini votline so bili dolomitni in cinabaritni kristali in njihovi zraščenci obrušeni tako, kot smo to razložili pri opisu srednje votline.

Zgornja, izmed vseh treh najmanjša votlina je ležala okrog 25 cm nad srednjo. Pri izdelavi rova je bila močno prizadeta. V njej smo našli le nekaj koščkov, obraščenih z dolomitno skorjo.

V zvezi s tem moramo omeniti, da so v rudnem telesu Grübler našli podobne votline že v prejšnjih letih. S. Polanec nam je namreč povedal, da jih je presekal tudi rov na 3. etaži 13. obzorja, ki je potekal okrog 15 m pod našim rovom. Tudi v njih je bila podobna usedlina, kot smo jo našli v srednji votlini. V njej je S. Polanec med drugim našel tudi delno obrušene koščke posameznih cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev, pa tudi lepo ohranjene cinabaritne kristale in zraščence. Največji lepo ohranjeni kristal, ki nam ga je pokazal, je bil okrušen le na enem kraju, in sicer tam, kjer je bil priraščen na steno votline. Sicer pa je imel izrazit ploščat habitus in je meril 25 × 22 × 4 mm. Prvotno je bil ta kristal verjetno dolg okrog 30 mm. Gre za največji nam znani kristal iz idrijskega rudišča. Ker so cinabaritni kristali na splošno redki in majhni (Ramdohr & Strunz, 1978) sodimo, da gre za zelo velik primerek celo v svetovnem merilu.

## Nastanek živosrebrove rude in njena preobrazba

Rudno telo Grübler je eno izmed tistih teles idrijskega rudišča, ki je nastalo v spodnjeskitskih plasteh, katere gradi predvsem plastnati drobnozrnati dolomit. Živosrebrovo orudenje je po Placerju (1974/75) vezano na srednjetriasni prelom Grübler in na sistem spremljajočih odprtih razpok, ki imajo smer WSW-ENE. Ugotovili smo (Mlakar & Drovenik, 1971), da je živosrebrova ruda v Idriji nastala v dveh srednjetriasnih fazah orudenja.

S katero od teh dveh faz je povezano orudenje telesa Grübler, na osnovi do sedaj zbranih podatkov ni mogoče ugotoviti. Vsekakor pa moramo zapisati, da ima ruda žiljno in brečasto, pa tudi impregnacijsko in masivno teksturo. Ruda z impregnacijsko in masivno teksturo je nedvomno nastala pri metasomatskih procesih. Zanjo je značilna zelo preprosta mineralna sestava. Orudenje se je začelo tako, da se je cinabarit izločal v jedrem drobnozrnatem dolosparitu najprej v majhnih porah in ob stikih med njegovimi zrni. Nastali so medzrnski filmi, ki so se postopoma širili. Rudonosna raztopina je tu in tam vztrajno topila dolomit, tako da je ponekod nastala tudi bogata ruda. V intraklastičnem dolosparitu se je izločal cinabarit predvsem v nekoliko bolj poroznem vezivu med klasti. Placer (1974/75) omenja v rudi iz tega rudnega telesa tudi samorodno živo srebro, vendar ga v vzorcih metasomatske rude nismo našli.

Poleg cinabarita in seveda prevladujočih dolomitnih zrn vsebuje metasomatska ruda v spremenljivih količinah še kremen, glinene minerale in pirit. Kremen je zastopan izključno z detritičnimi zrni, katerih količina je sicer od vzorca do vzorca različna, vendar so njegova zrna v posameznih vzorcih zelo enakomerno razvrščena. Tu in tam imajo kremenova zrna posamezno ravno ploskev ali pa se zajedajo med dolomitna zrna, kar je posledica diagenetskih procesov. Nismo našli kremena, ki bi bil kakorkoli povezan z živosrebrovim orudenjem. Glineni minerali leže med dolomitnimi zrni. Majhna, enakomerno razvrščena zrnca pirita, ki so zastopana največ z 0,5 %, so nastala v diagenezi. Posebej moramo poudariti, da v orudenem dolomitu

nismo našli niti sledu organske snovi, pa tudi ne mineralov, ki ne bi bili že prej v dolomitu. Hidrotermalne raztopine, iz katerih se je izločal cinabarit, so bile torej zelo »čiste«, oziroma bolje rečeno, iz njih se ni poleg cinabarita izločal noben drug rudni ali jalovinski mineral. Z druge strani lahko, po strukturnem razmerju cinabarit – dolomit, sklepamo, da so bile te raztopine nekoliko kisle. To je v skladu z ugotovitvami Whita (1981), da so bile raztopine, iz katerih so se izločali živosrebrovi rudni minerali, v številnih rudiščih slabo kisle do alkalne.

Za to, v kakšni obliki je živo srebro potovalo v hidrotermalnih raztopinah, nimamo nobenih podatkov. Sicer pa je način prenosa živosrebrovih spojin v ascendetnih raztopinah še vedno bolj ali manj odprto vprašanje. Wells in Ghiorso (1988) sodita, da potujejo živosrebrove spojine v rudonosnih raztopinah predvsem v Hg-S kompleksih. Varekamp in Buseck (1984) sta zapisala, da je živo srebro v razredčenih hidrotermah verjetno v obliki $Hg^{\circ}_{aq}$, v sistemu, ki je bogat z žveplom v obliki Hg-S kompleksov, in v slanici verjetno v obliki Na-Cl kompleksov. Nekateri raziskovalci, med njimi tudi White (1981) dopuščajo, oziroma zagovarjajo tudi prenos $Hg^{\circ}$ v obliki plina. Ker je v marsikaterem živosrebrovem rudišču prisotna tudi organska snov, se poraja vprašanje, ali ne potuje živo srebro v ascendentnih raztopinah tudi v obliki organsko-živosrebrovih spojin. Toda raziskave Wellsa in Ghiorsa (1988), so pokazale, da takšen način prenosa v hidrotermah, če sploh obstaja, ni mogel biti pomemben za nastanek živosrebrovih rud. Organsko-živosrebrovi kompleksi naj bi bili pomembnejši le v raztopinah, ki so bogatejše s kisikom, kjer je večina žvepla v obliki sulfata. Sicer pa moramo ugotoviti, da v dosegljivi literaturi nismo našli podatkov o tem, kakšen je neposredni medsebojni odnos organske snovi in cinabarita v živosrebrovih rudah.

Že Placer (1974/75) je opozoril na dejstvo, da nastopa cinabarit tudi v belih dolomitnih žilicah in v dolomitnem vezivu breče, kjer se mu pridružuje organska snov. V okviru pričujoče študije smo se posvetili predvsem vezivu breče. Ločili smo šest skorij in srednji del veziva. Skorje se ločijo po debelini, barvi in sestavi. Navadno so razvite le tri ali štiri, medtem ko druge manjkajo. Prva skorja neposredno obrašča kose in koščke orudenega ter jalovega dolomita, medtem ko si preostale slede zaporedoma proti sredini pore oziroma proti sredini veziva.

Za prvo, tretjo in peto skorjo je značilno, da jih grade v glavnem le makroskopsko bela, pod mikroskopom anhedralna in subhedralna dolomitna zrna, v manjši meri cinabarit in kremen ter zelo podrejeno pirit in organska snov. Na površini prve skorje so lepo razvita dolomitna zrna polarno razvrščena, kar pomeni, da so vsa usmerjena proti sredini veziva. Na obeh površinah tretje in pete skorje pa so sicer prav tako lepo razvita dolomitna zrna razvrščena bipolarno: na eni površini so usmerjena proti prvi skorji, na drugi pa proti sredini veziva. Dodajmo še, da se prva in tretja, pa tudi tretja in peta skorja marsikje zraščata.

Sodeč po strukturnih odnosih, ki jih ugotavljamo pod mikroskopom, je druga skorja mlajša od prve in tretje, četrta mlajša od tretje in pete, šesta pa mlajša tako od pete kot tudi od srednjega dela veziva. Za drugo, četrto in šesto skorjo je značilno, da so na pogled temno sive, skoraj črne in dokaj neenakomerno razvite. Druga in četrta imata presenetljivo podobni sestavi. V obeh sicer prevladujejo dolomitna zrna, toda sorazmerno pogostna je organska snov; prisotna pa sta še cinabarit in pirit. Posebno zanimiva je prisotnost organske snovi, ki ima vselej enake optične lastnosti. Ta se je začela izločati iz raztopine prva in to prej, preden se je končala kristalizacija mejnih dolomitnih zrn. Po ploskvah romboedra je namreč vključena v perifernih delih omenjenih zrn prve, tretje in pete skorje. Nadalje pogosto oblikuje tanke filme na

mejnih dolomitnih zrnih, predvsem pa jo najdemo med dolomitnimi zrni druge in četrte skorje. Tu se je izločala v porah in ob stikih zrn. Raztopina, iz katere je nastajala, je razločno nadomeščala dolomitna zrna. Marsikje kaže kolomorfne strukture, mimo tega pa vsebuje številna majhna, verjetno tudi submikroskopska zrnca cinabarita, manjše skupke njegovih zrnc, pa tudi tanke cinabaritne skorje, ki se ritmično menjavajo z organsko snovjo. Sodimo, da sta se v vseh teh primerih izločala organska snov in cinabarit iz organsko-sulfidne koloidne raztopine. Sestava raztopine se je v nadaljevanju toliko spremenila, da je nastajal le cinabarit, končno pa je le-ta kristaliziral tudi iz ionske raztopine.

Tudi v šesti skorji prevladujejo dolomitna zrna, katera spremlja organska snov. Toda njena polja ne vsebujejo cinabarita. Tu in tam se je izločil pirit, za njim pa kremen, ki po količini sledi dolomitu, katerega nadomešča. V tej paragenezi je najmlajši cinabarit, za katerega so značilni zelo lepo razviti metakristali z vključki dolomita in kremena.

Srednji del se kaže na dva načina. Ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo. Njegovo osnovo sestavljajo pretežno anhedralna dolomitna zrna, med katerimi so polja organske snovi, ki vsebuje cinabarit in polja samega cinabarita. Za dolomitom se je iz koloidne raztopine najprej izločil gel organske snovi in cinabarita; kolomorfne teksture so še lepše izražene kot v četrti skorji. Nato se je iz koloidne raztopine izločil le HgS gel, ki je kasneje drobno kristaliziral. Končno je nastal cinabarit tudi iz ionske raztopine.

V drugem primeru je na tej ali oni skorji, pa tudi neposredno na kosih, koščkih in drobcih orudenega ali jalovega dolomita kristaliziral na oko beli dolomit. Njegova zrna predstavljajo osnovo, na kateri so se nato odložile vse preostale sestavine veziva, to pa so kremen, organska snov (brez cinabarita), cinabarit, kaolinit (?) in končno zopet dolomit, in sicer v obliki majhnih, povsem prozornih zrnc. Za cinabarit je značilno, da sestavlja pogosto lepo razvite kristale in njihove zraščence.

Razlaga opisanih skorij in srednjega dela veziva breče je vse prej kot preprosta.

Glede na hidrotermalni nastanek živosrebrovega orudenja Idrije se sama od sebe ponuja razlaga, da je vezivo rudne breče nastalo iz ascendentne raztopine. Toda v takšnih primerih rastejo kristali s stene razpoke oziroma s površin kosov in koščkov breče proti sredini pore, kot to kaže klasična Maucherjeva slika (Schneiderhöhn, 1941). Če nastane več skorij, si slede po starosti zaporedoma: najprej nastane prva, najstarejša, nato na njej druga, ki je mlajša in tako po vrsti. Toda v našem primeru ni te pravilnosti, saj je druga skorja mlajša od tretje, četrta od pete in šesta od srednjega dela veziva. Mimo tega kažeta tretja in peta skorja praviloma bipolarnost na obeh površinah razvitih zrn dolomita, kar pomeni, da so zelo lepo razvita zrna na prvi površini obrnjena proti steni razpoke oziroma proti dolomitnemu kosu ali koščku, na drugi površini pa proti srednjemu delu veziva. Taka razvrstitev skorij in njihove značilnosti govorijo po našem mnenju za to, da so le-te nastale iz polzeče podtalnice in pravzaprav predstavljajo neke vrste sige. V prid te razlage govori tudi opis pete skorje, na kateri se nista razvila šesta skorja in tudi ne srednji del veziva. Prosta površina te skorje oblikuje namreč bradavičaste in grebenaste izrastke, ki »vise« v isto smer. To dokazuje, da so omenjene tvorbe nastale pod vplivom težnosti iz polzeče podtalnice. Pri tem je značilno še to, da je le na njihovih zgornjih površinah temno sivi, drobnozrnati oprh, ki sestoji iz zrnc dolomita, organske snovi in cinabarita. Tudi njegovo pojavo lahko razložimo z delovanjem polzeče podtalnice.

Ob vsem tem se poraja kot eno osnovnih vprašanj izvor organske snovi. Dickson in Tunell (1968), White (1981), Varekamp in Buseck (1984) ter Wells in

Ghiorso (1988) navajajo, da je prisotna organska snov v številnih živosrebrovih rudiščih pacifiške obale Združenih držav Amerike. Skoraj vsi raziskovalci teh rudišč sodijo, da je bilo mobilizirano živo srebro iz sedimentnih ali iz metasedimentnih kamnin, ki so vsebovale tudi organsko snov. Torej naj bi se tako cinabarit kot tudi organska snov izločala iz ascendentnih raztopin. Za to pa bi morali obstajati dokazi. Vendar v dosegljivi literaturi nismo našli nadrobnejših podatkov o medsebojnem odnosu organske snovi in cinabarita v teh rudiščih in tudi ne dokazov za njun bolj ali manj sočasni nastanek.

Tudi v nekaterih rudnih telesih idrijskega rudišča je organska snov razmeroma pogostna komponenta (Mlakar & Drovenik, 1971). Prisotna je, kot smo zapisali, v rudnem telesu Grübler. Toda značilno je, da organske snovi ni v metasomatski rudi, ki vsebuje zdaleč največji del cinabarita, temveč jo najdemo le v dolomitnih žilicah in v dolomitnem vezivu breče, kjer pa je cinabarita neprimerno manj! To pa pomeni, da organsko snov niso prinesle rudonosne raztopine, iz katerih je nastal metasomatski cinabarit, temveč raztopine, ki so pogojile tudi nastanek žilnega dolomita in dolomitnega veziva rudne breče. Ob tem moramo opozoriti še na dejstvo, da sta se, sodeč po strukturah, ki jih opazujemo pod mikroskopom, izločala v drugi in v četrti skorji in v srednjem delu veziva s pegasto teksturo organska snov in cinabarit resnično tudi sočasno, po vsej verjetnosti iz iste organsko-cinabaritne koloidne raztopine.

S tem v zvezi moramo omeniti raziskave Wellsa in Ghiorsa (1988), ki so pokazale, da organsko-živosrebrove spojine v redukcijskem okolju, kakršno praviloma vlada v ascendentnih rudonosnih raztopinah, niso obstojne, pač pa so tovrstne spojine dominantne v vodah, bogatejših s kisikom. To pa pomeni, da organska snov in cinabarit v vezivu rudne breče ne bi nastala iz ascendentnih, temveč iz descendentnih raztopin. Ta razlaga bi potrjevala našo pravkar izraženo podmeno, da se je vezivo omenjene breče oblikovalo iz descendentne raztopine – polzeče podtalnice. Seveda pa je lahko nastalo vezivo le tedaj, ko v tem delu rudišča ni bilo mirujoče podtalnice. Ni torej moglo nastati med srednjetriasnim orudenjem, ker so bile takrat skitske plasti okrog 400 m pod površjem sedimentacijskega bazena in prav gotovo zasičene z mirujočo podtalnico, pa tudi ne tedaj, ko se je rudišče spuščalo v globlje dele geološke strukture.

Možnosti za nastanek veziva so se po našem mnenju pojavile šele takrat, ko je alpidska orogeneza dvigala idrijsko rudišče proti površju in so prišle orudene skitske plasti nad nivo mirujoče podtalnice. Pronicajoča podtalnica je na svoji poti lahko izkoriščala tektonsko prizadete dele rudišča, ki so ležali ob prelomu Grübler, kakor tudi tektonski stik med karbonskimi skrilavci in triasnimi karbonatnimi kamninami. Sodimo, da je prinašala tudi spojine, iz katerih so nato v vezivu rudne breče nastajali dolomit, organska snov, cinabarit, kremen, pirit in kaolinit (?). Vprašanje je, če se je to dogajalo tedaj, ko je idrijsko rudišče potovalo za okrog 30 km od severa proti jugu, ali šele takrat, ko je že prispelo na sedanje mesto. Pri tem ne gre prezreti dejstva, da je danes del rudnega telesa Grübler, ki smo ga raziskovali, na nadmorski višini +39 m, torej okrog 300 m pod površjem.

Podana razlaga nastanka veziva rudne breče je vsekakor nenavadna in zbuja dvome v njeno verodostojnost. A v resnici obstajajo dokazi za to, da je bilo rudno telo Grübler v nekem časovnem obdobju res v območju prenicajoče, celo pretekajoče se podtalnice in da so se takrat premeščale posamezne sestavine orudenih spodnjeskitskih skladov. Dokaze smo našli predvsem v kolikor toliko ohranjeni votlini v boku rova Priprava 2. Stena votline je bila tapecirana z belimi dolomitnimi zrni, ki so bili na površini skorje lepo oblikovani. Na njih so zrastli kristalčki kremena, odložila se

je organska snov, nastali pa so tudi kristali in kristalni zraščenci cinabarita. Zaradi tektonskih premikov so se kosi in koščki stene votline odkrušili, prav tako pa so se odkrušili tudi cinabaritni kristali in njegovi zraščenci.

Pomembno je, da smo našli v srednje- in drobnozrnati usedlini z dna votline zaobljene kose in koščke stene votline z obrušenimi dolomitnimi in kremenovimi zrni ter s skoraj povsem odbrušenimi cinabaritnimi kristali in njihovimi zraščenci. Poleg tega smo našli v njej 12 bolj ali manj zaobljenih, obrušenih cinabaritnih oblic – nekdanjih koščkov cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev –, velikih od 6 do 17 mm, in več kot sto obrušenih ter bolj ali manj zaobljenih cinabaritnih zrnc s premeri do 1,5 mm – nekdanjih drobcev cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev. Brušenje je potekalo »in situ«, kar dokazuje dejstvo, da so sicer lepo razvita dolomitna zrna, ki so tapecirala steno votline, ter cinabaritni kristali in njihovi zraščenci v srednjem, zlasti pa v spodnjem delu votline prav tako obrušeni. V to votlino, ki je bila zagotovo del večje, je torej morala pritekati podtalnica, in to kar s precejšnjo močjo!

Končno se moramo zadržati še pri porudni mobilizaciji cinabarita, barita in kremena, kajti podatki naše študije so nas privedli na misel, da vezivo rudne breče ni nastalo iz ascendentnih raztopin, temveč precej pozneje iz podtalnice. To pa je težko dokazati, zlasti pri rudnem telesu Grübler, kjer je prvotno orudenje nastalo v epigenetskih procesih. Prav kriteriji za ločenje prvotnih in drugotnih porudnih mineralov pa so zelo subtilni.

Toda če upoštevamo ugotovitve, do katerih smo prišli v nekaterih slovenskih rudiščih, potem moramo zapisati, da so bili npr. v diagenetskem bakrovem rudišču Škofje in v prav tako diagenetskem uranovem rudišču Žirovski vrh resnično mobilizirani kremen, karbonati in sulfidi, med njimi tudi pirit, saj najdemo kremenove in kremenovo-karbonatne žilice in žile v rudnih telesih, ki so nastala v času diageneze. Ne smemo pozabiti tudi primerov iz Idrije. V singenetsko orudenih plasteh skonca ter v orudenih tufih in tufitih, ki jih prekrivajo, smo našli žilice, ki vsebujejo kremen in cinabarit, pa tudi kalcit in organsko snov (Mlakar & Drovenik, 1971; Drovenik, 1983).

Čvrste dokaze za to, da je cinabarit nastal v rudnem telesu Grübler tudi iz podtalnice, smo dobili prav pri preučevanju votline, ki smo jo našli v boku rova. Na obrušenih dolomitnih zrnih dveh rudnih kosov smo namreč našli po en zelo lepo razvit cinabaritni kristal z značilnim romboedrskim habitusom in s številnimi vicinalnimi ploskvicami na posameznih kristalnih ploskvah. Kristala, velika 2 in 4 mm, nista kazala nobenih sledov brušenja niti nista bila kako drugače prizadeta. Manjše, prav tako nepoškodovane cinabaritne kristalčke smo našli tudi na obrušenih dolomitnih zrnih nekaterih drugih koščkov. To pa še ni vse! Po en zraščenec cinabaritnih kristalčkov velikosti 1,5 oziroma 2 mm smo našli tudi na dveh večjih cinabaritnih oblicah; posamezni kristalčki so bili povsem ohranjeni. To pa pomeni, da so omenjeni kristalčki in kristalni zraščenci cinabarita nastali šele po brušenju odkrušenih kosov in koščkov stene votline. Izločali so se lahko le iz prisotne podtalnice.

Iz literature povzemamo, da je topnost cinabarita v vodni raztopini pri normalni temperaturi zelo majhna, med sulfidi skoraj najmanjša, saj je njegov topnostni produkt komaj $4.10^{-53}$ $mol^3dm^{-6}$. Zato se na prvi pogled zdi mobilizacija tega minerala s podtalnico malo verjetna. Toda upoštevati moramo zelo pomemben geološki parameter – čas! Če se je začelo dvigati idrijsko rudišče iz globine proti površju v mlajšem terciarju, potem je bilo za nastanek cinabaritnih kristalov in zraščencev in seveda tudi celotnega veziva rudne breče na razpolago vsaj nekaj zadnjih milijonov let.

Nadalje se moramo nekoliko zadržati pri baritu, ki sestavlja skorjo na enem izmed obrušenih koščkov rude, v posameznih kristalčkih in zraščencih pa smo ga našli tudi v usedlini z dna votline. V obeh primerih gre za dva različka, ki sta prav gotovo nastala iz podtalnice. Starejši kristalčki so beli, neprozorni, povsem izkristalizirani, toda nekoliko obrušeni. Mlajši imajo steklen sijaj, so povsem prozorni, nekoliko porozni, vendar povsem ohranjeni. To pomeni, da je pretekajoča podtalnica nekoliko prizadela baritne kristalčke starejše, ne pa več kristalčkov mlajše generacije.

Na prvi pogled predstavlja barit mineraloško posebnost. Toda zapisati moramo, da ga je našel Schrauf (1891) že skoraj pred sto leti tako v Jožefovi (SW del rudišča) kot v Terezijini jami (NW del rudišča). V obeh jamah so bili njegovi kristalčki ploščati. V Terezijini jami so dosegli velikost 2 cm in so bili debeli do 3 mm, v Jožefovi jami, kjer so bili beli do prozorni, pa so dosegli velikost 5 mm. V Terezijini jami jih je našel v jalovi prikamenini in naj bi predstavljali zelo star pojav. V Jožefovi jami pa so bili v vezivu breče in sta jih spremljala cinabarit in metacinabarit. Na enem izmed baritnih kristalčkov je Schrauf našel metacinabarit, na drugem pa polokroglo vdolbinico, ki je bila še delno zapolnjena s tem mineralom. Sodil je, da je starostna razlika med tema dvema mineraloma zelo majhna. Pred kratkim je Guduri ćeva (1988) našla barit v enem izmed piritnih gomoljev v orudenem karbonskem skrilavcu.

Verjetno je barit v idrijski jami bolj razširjen, kot smo to do sedaj mislili. Lahko da je nastal že med živosrebrovim orudenjem in je bil pozneje mobiliziran. Če so njegovi kristali beli, majhni in nimajo posebno izrazitega ploščatega habitusa, jih je zlasti v jami težko ločiti od dolomita ali kalcita. Priznati moramo, da smo imeli baritno skorjo na prej opisanem zaobljenem rudnem koščku najprej za dolomitno in šele pod binokularnim mikroskopom smo ugotovili, da gre za barijev sulfat.

Podobno kot mlajši baritni kristalčki, so tudi kremenovi kristalčki, ki smo jih prav tako našli v usedlini, povsem ohranjeni. Eden je zrastel celo na obrušenem cinabaritnem zrnu. Mlajši baritni in kremenovi kristalčki so po našem mnenju najmlajše kristalne tvorbe v rudnem telesu Grübler.

### O izotopski sestavi žvepla, kisika in ogljika

Zbrani vzorci iz rudnega telesa Grübler so nudili priliko, da preučimo izotopsko sestavo žvepla v cinabaritu ter kisika in ogljika v dolomitu, ki gradi skorje, srednji del veziva ter kose in koščke spodnjeskitskega dolomita rudne in dolomitne breče. Masnospektrometrično smo analizirali 9 cinabaritnih in 42 karbonatnih vzorcev.

Poglejmo najprej, kakšno izotopsko sestavo ima žveplo v cinabaritnih vzorcih.

Kot smo že večkrat zapisali, merimo izotopsko sestavo sulfidnega žvepla na masnem spektrometru kot $SO_2$. Zato vzorce kvantitativno oksidiramo z različnimi oksidanti pri temperaturi okrog 800 °C. Postopek je za monomineralne sulfidne vzorce razmeroma preprost, saj moremo nato na čistem bakru reducirati le sorazmerno majhno količino $SO_3$, ki nastane poleg $SO_2$.

Za cinabarit pa ta postopek ni uporaben, saj sublimira že pri nekaj sto stopinjah in zato zgoraj opisana reakcija ne teče. Iz cinabarita smo zategadelj do sedaj pripravljali $SO_2$ tako, da smo žveplo najprej vezali s srebrom v $Ag_2S$ in ga šele nato oksidirali.

Žveplo vzorcev cinabarita, ki smo jih analizirali v okviru te študije, pa smo pripravili po novem postopku. Skupaj z oksidanti ($O_2$ + CuO) smo vsak vzorec posebej postavili v evakuiranem sistemu med dve pomični peči in ga nato približno 20 minut sežigali pri temperaturi okrog 400 °C. Pri tem smo dobili poleg $SO_2$ tudi okrog 50 %

$SO_3$, ki smo ga nato na bakreni žici reducirali v $SO_2$. Ta postopek se je pokazal kot zelo ugoden tudi pri analizi vzorcev, ki so poleg cinabarita vsebovali še dolomit, in sicer zato, ker je temperatura 400 °C prenizka za razkroj tega karbonata. Tako smo dobili zelo čist $SO_2$, kar je tudi pogoj za dobre masnospektrometrične meritve. Kako so le-te nato potekale, smo že večkrat razložili. Dodajmo še to, da je bil vsak vzorec v povprečju pripravljen in merjen trikrat, tako da je natančnost meritev glede na standard (troilit iz Canyon Diabla) ±0,2 ‰.

Podatki masnospektrometrične analize povedo (tabela 1), da ima žveplo cinabarita razmeroma homogeno sestavo, saj se giblje $\delta^{34}S$ le od –7,57 ‰ do –4,35 ‰, torej v razponu, ki znaša komaj dobre 3 ‰, pri tem ko je srednja vrednost –5,2 ‰. Omenimo, da ima žveplo cinabarita, ki je nastal v spodnjeskitskem dolomitu pri metasomatskih procesih, vrednost $\delta^{34}S$ –7,57 ‰, dva vzorca drobnozrnatega cinabarita, ki je nastal v srednjem delu veziva iz koloidne in ionske raztopine, pa –7,20 ‰ in –4,45 ‰. Za šest vzorcev, ki predstavljajo drobce cinabaritnih zraščencev iz srednjega dela veziva oziroma iz usedline in cinabaritno oblico pa smo ugotovili, da se giblje $\delta^{34}S$ od –5,55 ‰ do –4,35 ‰; srednja vrednost je –4,92 ‰ in razpon komaj 1,2 ‰. Ali je morda tako skladna izotopska sestava žvepla posledica homogenizacije med mobilizacijo?

Navedeni podatki so prvi sistematično zbrani za nemaravano obsežnejšo študijo o izotopski sestavi žvepla sulfidov v idrijskem rudišču. Dosedanje raziskave so namreč temeljile na naključno vzetih vzorcih in dajejo le splošno oceno. Raziskave Ozerove in njenih sodelavcev (1973) povedo, da se vrednost $\delta^{34}S$ v 11 vzorcih cinabarita spreminja od –5,5 ‰ do +8,6 ‰, pri čemer je srednja vrednost –1,1 ‰ in razpon okrog 14 ‰. Naše raziskave (Drovenik et al., 1976) pa so pokazale, da se giblje $\delta^{34}S$ za ta mineral v 7 vzorcih od –7,57 ‰ do +7,46 ‰, torej v razponu okrog 15 ‰, pri čemer je srednja vrednost –2 ‰. V rudnem telesu Grübler ima torej žveplo cinabarita precej bolj homogeno sestavo, kot je bilo to do sedaj ugotovljeno za idrijsko rudišče; zlasti to velja za cinabarit iz srednjega dela veziva.

Vzorce za masnospektrometrično analizo izotopske sestave kisika in ogljika (v tankih skorjah smo jih jemali z zobnim svedrom), smo raztopili v 100 % fosforjevi kislini pri temperaturi 50 ± 0,5 °C. Pri reakciji kisline z dolomitom nastalemu $CO_2$ smo nato izmerili izotopsko sestavo kisika in ogljika. Rezultate podajamo v tabeli 2 kot relativne vrednosti $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$, izražene v promilih glede na standard SMOW in PDB. Napaka meritev je za oba parametra manjša od ±0,1 ‰. Grafično smo prikazali vrednosti $\delta^{18}O$ ‰ in $\delta^{13}C$ ‰ na sl. 18.

Analiza izotopske sestave kisika in ogljika pove, da je dolomit iz dolomitnih kosov rudne in dolomitne breče izotopsko nekoliko spremenjen. Njegov $\delta^{18}O$ se namreč giblje od +23,25 ‰ do +26,40 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}C$ od –0,98 ‰ do +1,64 ‰. Dobljene vrednosti za oba parametra so namreč nekoliko manjše od podobnih vrednosti za večino mezozojskih karbonatnih kamnin v Sloveniji (Dolenec et al., 1985).

Na podlagi dobljenih podatkov sklepamo, da so povzročile raztopine, ki so pronicale skozi zdrobljeno rudo ob prelomu Grübler, manjše izotopske spremembe kisika in ogljika v kosih spodnjeskitskega dolomita.

V primerjavi z dolomitom iz rudne in dolomitne breče je dolomit njunega veziva obogaten tako z lahkim kisikovim kot tudi z lahkim ogljikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}O$ se namreč spreminja od +18,73 ‰ do +23,97 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}C$ od –2,49 ‰ do +0,01 ‰.

Vezivo breče sestoji iz šest skorij in iz srednjega dela. Kar zadeva skorje, moramo zapisati, da so se le redko razvile vse. Navadno so prisotne tri ali štiri. Srednji del

veziva se kaže na dva načina: ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo, drugod pa za dolomitne kristale ali njihove zraščence.

Masnospektrometrično smo raziskali dolomit 1., 3. in 5. skorje in dolomit srednjega dela veziva. Analiza pove, da vsebuje dolomit 1. skorje v primerjavi z dolomitom 3. in 5. skorje sorazmerno najmanj težkega kisikovega in ogljikovega izotopa. Njegov $\delta^{18}O$ ima namreč vrednost +19,32 ‰, $\delta^{13}C$ pa znaša –1,96 ‰. Nekoliko več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa smo izmerili v dolomitu 3. skorje: $\delta^{18}O$ tega različka je namreč v območju od +19,50 ‰ do +21,78 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}C$ od –1,11 ‰ do –0,56 ‰. Še več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa je v dolomitu, ki gradi 5. skorjo. Podatki analize kažejo, da ima $\delta^{18}O$ vrednosti od +21,85 ‰ do +23,32 ‰, pri čemer niha $\delta^{13}O$ od –0,61 ‰ do –0,14 ‰.

Dolomit srednjega dela veziva se po izotopski sestavi kisika in ogljika med seboj precej razlikuje. Najmanjša $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$ sta značilna za dolomitna zrna, ki predstavljajo lepo razvite dolomitne kristale in njihove zraščence. Njihov $\delta^{18}O$ ima vrednosti zvečine v območju od +18,73 ‰ do +21,10 ‰, medtem ko se giblje $\delta^{13}C$ od –2,49 ‰ do –0,86 ‰. Izjemo predstavljajo le dolomitni kristali, ki so zrastli na 5. skorji. V primerjavi s preostalimi dolomitnimi kristali srednjega dela veziva vsebujejo le-ti precej več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa. Njihov $\delta^{18}O$ ima namreč vrednost +23,97 ‰, $\delta^{13}C$ pa +0,01 ‰. Podobno izotopsko sestavo ima tudi dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo. Zanj je namreč značilna precejšnja obogatitev s težkim kisikovim in ogljikovim izotopom, saj ima $\delta^{18}O$ vrednosti v območju od +23,25 ‰ do +24,07 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}C$ od –0,14 ‰ do +0,23 ‰.

V primerjavi z dolomitom omenjenih skorij lahko rečemo, da vsebujejo kristali dolomita srednjega dela veziva v dveh primerih celo več lahkega kisikovega in ogljikovega izotopa kot dolomit 1. skorje. Nadalje je zanj značilno v povprečju tudi manjši $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$, kot ga kažejo dolomit 3. in 5. skorje in dolomit srednjega dela veziva s pegasto teksturo. Slednji vsebuje v povprečju največ $^{18}O$ in $^{13}C$ glede na preostali dolomit veziva breče.

Kot smo zapisali, kaže razvrstitev skorij in njihove značilnosti najverjetneje na nastanek iz pronicajoče podtalnice, saj predstavljajo neke vrste sige. Podatki o izotopski sestavi kisika in ogljika povedo, da se dolomit posameznih skorij in srednjega dela veziva razlikuje tako po vsebnosti lahkega kisikovega kot tudi lahkega ogljikovega izotopa. Pri tem je vsekakor zanimivo, da ima razmerje $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ vrednost 0,5, kar lahko razberemo iz sl. 18. Takšno razmerje in pričujoči trend sta običajno značilna za temperaturno odvisnost obeh parametrov in dokaj homogeno izotopsko sestavo kisika in ogljika v raztopini, iz katere se je izločal dolomit v hidrotermalnih rudiščih. Ta, sicer preprosta razlaga pa v našem primeru najverjetneje ne velja. Zbrani podatki namreč kažejo, da se je izločal dolomit veziva iz pronicajoče podtalnice. Sodimo, da je imela le-ta podobno izotopsko sestavo kisika in ogljika, kot jo ima današnja površinska voda na idrijskem območju. Njen $\delta^{18}O$ znaša namreč v povprečju –9,2 ‰ ± 0,3 ‰, medtem ko ima raztopljeni karbonat v vodi $\delta^{13}C$ vrednost okrog –11,5 ‰ ± 0,5 ‰ (Pezdič, neobjavljeni podatki).

Iz podtalnice s takšno izotopsko sestavo kisika in ogljika se namreč lahko izloča v temperaturnem območju med 44 in 16 °C v izotopskem ravnotežju dolomit s podobno izotopsko sestavo kisika in ogljika kot dolomit, ki sestavlja vezivo rudne breče. Navedeni temperaturni razpon smo izračunali z enačbo, ki jo navajata Dickson in Coleman (1980) in glasi:

$$R = 31{,}9 - 5{,}55\,(\delta_D - \delta_V) + 0{,}17\,(\delta_D - \delta_V)^2$$

Tebela 1. Izotopska sestava žvepla v cinabaritu iz 8. etaže 13. obzorja rudnega telesa Grübler
Table 1. Sulfur isotope composition of cinnabar from the 8th sublevel 13th level, Grübler orebody

| Štev. vzorca No. of sample | Mineral | Opomba Remark | $^{32}S/^{34}S$ | $\delta^{34}S$ ‰ |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Cinabarit | Zraščenec cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva | 22,317 | -4,35 |
| | Cinnabar | Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement | | |
| 2 | Cinabarit | Zraščenec cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva | 22,331 | -4,95 |
| | Cinnabar | Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement | | |
| 3 | Cinabarit | Oblica zraščenih cinabaritnih kristalov iz usedline v votlini | 22,337 | -5,25 |
| | Cinnabar | Pebble of aggregated cinnabar crystals from the sediment of the hole | | |
| 4 | Cinabarit | Zraščenec cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva | 22,324 | -4,65 |
| | Cinnabar | Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement | | |
| 5 | Cinabarit | Drobec zraščenih cinabaritnih kristalov iz usedline v votlini | 22,344 | -5,55 |
| | Cinnabar | Splinter of aggregated cinnabar crystals from the sediment of the hole | | |
| 6 | Cinabarit | Zraščenec cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva | 22,327 | -4,81 |
| | Cinnabar | Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement | | |
| 7 | Cinabarit | Drobnozrnati cinabarit iz srednjega dela veziva | 22,381 | -7,20 |
| | Cinnabar | Fine-grained cinnabar from the central part of the cement | | |
| 8 | Cinabarit | Drobnozrnati cinabarit iz srednjega dela veziva | 22,319 | -4,45 |
| | Cinnabar | Fine-grained cinnabar from the central part of the cement | | |
| 9 | Cinabarit | Drobnozrnati metasomatski cinabarit iz spodnjeskitskega dolomita | 22,389 | -7,57 |
| | Cinnabar | Fine-grained metasomatic cinnabar from the Lower Scythian dolomite | | |

Tabela 2. Izotopska sestava kisika (‰ SMOW) in ogljika (‰ PDB) v dolomitu iz 8. etaže 13. obzorja rudnega telesa Grübler

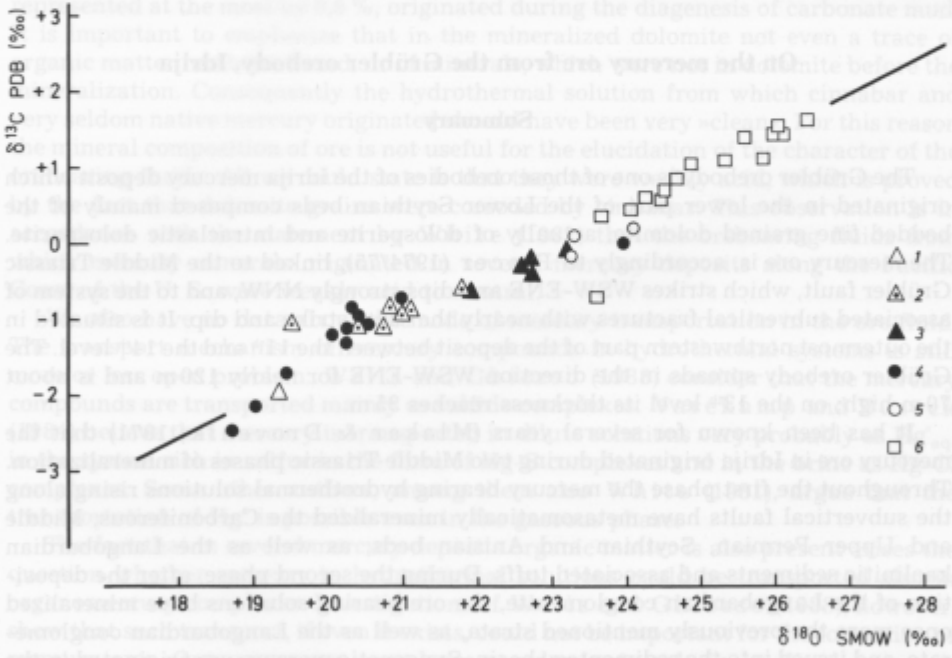
Table 2. Oxygen (‰ SMOW) and carbon (‰ PDB) isotope variations of dolomite from the 8th subleverl, 13th level, Grübler orebody

| Štev. vzorca No. of sample | Mineral | Opomba Remark | $\delta^{18}O$ | $\delta^{13}C$ |
|---|---|---|---|---|
| 1a | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +24,46 | +0,72 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |
| 1b | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +24,05 | +0,45 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |
| 1c | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos s cinabaritnimi impregnacijami iz rudne breče | +24,40 | +0,62 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment with disseminated cinnabar from the ore breccia | | |
| 1d | Dolomit | 2 mm veliki dolomitni kristali z vključki cinabarita iz srednjega dela veziva | +20,05 | -1,16 |
| | Dolomite | 2 mm large dolomite crystals with cinnabar inclusions from the central part of the cement | | |
| 2a | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje | +22,69 | -0,20 |
| | Dolomite | White dolomite from the 5th crust | | |
| 2b | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje | +22,57 | -0,29 |
| | Dolomite | White dolomite from the 5th crust | | |
| 2c | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje z vključki cinabarita | +21,78 | -0,56 |
| | Dolomite | White dolomite with cinnabar inclusions from the 5th crust | | |
| 3a | Dolomit | 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +20,55 | -1,04 |
| | Dolomite | 2 mm large cinnabar crystals from the central part of the cement | | |
| 3b | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +20,80 | -0,86 |
| | Dolomite | White dolomite from the 3rd crust | | |
| 3c | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +25,98 | +1,48 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |
| 3d | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +26,40 | +1,64 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 4a | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +18,73 | -2,49 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 4b | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +24,89 | +1,09 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |
| 5 | Dolomit | Rjavkasto sivi dolomit z lečami belega dolomita in cinabarita | +24,65 | +0,86 |
| | Dolomite | Brownish grey dolomite with lenses of white dolomite and cinnabar | | |
| 6 | Dolomit | Rjavkasto sivi orudeni dolomit | +23,56 | -0,98 |
| | Dolomite | Brownish grey mineralized dolomite | | |
| 7a | Dolomit | Sivi zdrobljeni dolomit | +23,64 | +0,35 |
| | Dolomite | Grey crumbled dolomite | | |
| 7b | Dolomit | Sivi zdrobljeni dolomit | +24,23 | +0,63 |
| | Dolomite | Grey crumbled dolomite | | |
| 8 | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče | +26,00 | +1,51 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the ore breccia | | |
| 9 | Dolomit | Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo | +23,25 | -0,14 |
| | Dolomite | White dolomite from the central part of the cement with spotted structure | | |
| 10a | Dolomit | Do 3 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +20,24 | -1,28 |
| | Dolomite | Up to 3 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 10b | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +20,33 | -0,83 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 10c | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +21,10 | -0,86 |
| | Dolomite | White dolomite from the 3rd crust | | |
| 10d | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +21,01 | -0,73 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 10e | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +20,25 | -1,13 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 10f | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +20,39 | -1,04 |
| | Dolomite | White dolomite of the 3rd crust | | |
| 10g | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče | +25,82 | +1,10 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia | | |
| 10h | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče | +25,51 | +1,39 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia | | |
| 11a | Dolomit | 1,5 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +19,03 | -2,13 |
| | Dolomite | 1,5 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 11b | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče | +26,00 | +1,49 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia | | |
| 12 | Dolomit | Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče | +25,27 | +1,14 |
| | Dolomite | Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia | | |
| 13a | Dolomit | Do 3 mm veliki dolomitni kristali zrastli na 5. skorji | +23,97 | +0,01 |
| | Dolomite | Up to 3 mm large dolomite crystals grown up on the 5th crust | | |
| 13b | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje | +21,85 | -0,61 |
| | Dolomite | White dolomite of the 5th crust | | |
| 24 | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +20,38 | -0,92 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |
| 25 | Dolomit | Beli dolomit 1. skorje | +19,32 | -1,96 |
| | Dolomite | White dolomite of the 1st crust | | |
| 50 | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +19,50 | -1,02 |
| | Dolomite | White dolomite of the 3rd crust | | |
| 50a | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje | +23,32 | -0,14 |
| | Dolomite | White dolomite of the 5th crust | | |
| 101 | Dolomit | Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva | +19,45 | -1,70 |
| | Dolomite | Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 102a | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +20,75 | -1,11 |
| | Dolomite | White dolomite of the 3rd crust | | |
| 102b | Dolomit | Beli dolomit 5. skorje | +22,77 | -0,37 |
| | Dolomite | White dolomite of the 5th crust | | |
| 103 | Dolomit | Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo | +23,27 | -0,11 |
| | Dolomite | White dolomite from the central part of the cement with spotted structure | | |
| 104 | Dolomit | Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo | +24,07 | +0,23 |
| | Dolomite | White dolomite from the central part of the cement with spotted structure | | |
| 105 | Dolomit | Beli dolomit 3. skorje | +21,00 | -0,90 |
| | Dolomite | White dolomite of the 3rd crust | | |




Sl. 18. Grafični prikaz vrednosti $\delta^{13}C_{(PDB)}$ in $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ za različne vrste dolomita: *1* – dolomit 1. skorje; *2* – dolomit 3. skorje; *3* – dolomit 5. skorje; *4* – dolomit srednjega dela veziva s pegasto teksturo; *5* – dolomitni kristali iz srednjega dela veziva; *6* – dolomitni kosi iz rudne breče

Fig. 18. Plot of $\delta^{13}C_{(PDB)}$ vs. $\delta^{18}O_{(SMW)}$ showing data for different varieties of dolomite: *1* – dolomite of the 1st crust; *2* – dolomite of the 3rd crust; *3* – dolomite of the 5th crust; *4* dolomite of the central part of cement with spotted structure; *5* – dolomite crystals of the central part of cement; *6* – dolomitic fragments from the ore breccia

V enačbi predstavlja $\delta_D$ izotopsko sestavo kisika v dolomitu in $\delta_V$ izotopsko sestavo kisika v vodi. Oba parametra morata biti merjena na isti standard.

Če postavimo, da se je izločal dolomit v izotopskem ravnotežju s kisikom in ogljikom iz pronicajoče podtalnice, si lahko razložimo razlike v izotopski sestavi posameznih skorij kot posledico postopnega padanja njene temperature. Menimo, da se je izločal dolomit bogatejši z lahkim kisikovim in ogljikovim izotopom v sorazmerno večji globini, kjer je bila temperatura zaradi geotermičnega gradienta večja kot v neposredni bližini površja, kjer naj bi zaradi nižje temperature nastali različki, obogateni s težkima izotopoma. To pomeni, da se je lahko pričelo vezivo rudne breče izločati že med dviganjem rudnega telesa proti površju. Najprej naj bi nastala 1. nato 3. in nazadnje 5. skorja. Za dolomite 2., 4. in 6. skorje nimamo podatkov o izotopski sestavi kisika in ogljika. Iz nadrobnih opisov pa vemo, da so te tri skorje mlajše od prej navedenih.

Ko je rudno telo doseglo neposredno bližino površja, je iz podtalnice začel nastajati dolomit srednjega dela veziva. Potem ko se je izločil dolomit v vezivu s pegasto teksturo, je postala podtalnica bogatejša z lahkim kisikovim in ogljikovim izotopom (morda zaradi klimatskih sprememb – hladnejše obdobje?) in iz nje so nadalje kristalizirali lepo razviti dolomitni kristali in njihovi zraščenci.

## On the mercury ore from the Grübler orebody, Idrija

### Summary

The Grübler orebody is one of those orebodies of the Idrija mercury deposit which originated in the lower part of the Lower Scythian beds composed mainly of the bedded fine grained dolomite, actually of dolosparite and intraclastic dolosparite. The mercury ore is, accordingly to Placer (1974/75), linked to the Middle Triassic Grübler fault, which strikes WSW-ENE and dips strongly NNW, and to the system of associated subvertical fractures with nearly the same strike and dip. It is situated in the outermost northwestern part of the deposit between the 11th and the 14th level. The Grübler orebody spreads in the direction WSW-ENE for nearly 120 m and is about 70 m high; on the 13th level its thickness reaches 35 m.

It has been known for several years (Mlakar & Drovenik, 1971) that the mercury ore in Idrija originated during two Middle Triassic phases of mineralization. Throughout the first phase the mercury bearing hydrothermal solutions rising along the subvertical faults have metasomatically mineralized the Carboniferous, Middle and Upper Permian, Scythian and Anisian beds, as well as the Langobardian kaolinitic sediments and associated tuffs. During the second phase, after the deposition of the Langobardian conglomerate, the ore bearing solutions have mineralized once more the previously mentioned strata, as well as the Langobardian conglomerate, and issued into the sedimentary basin. Syngenetic mercury ore originated in the Skonca sediments and in tuffs and tuffites which have been just deposited at that time.

Whith which of the two phases the ore of the Grübler orebody might be associated is accordingly to data collected up to now not possible to explain. In any case it should be stated that the cinnabar is practically the only mercury mineral. Native mercury could be found here and there, but only in traces. Mercury ore shows impregnations of cinnabar, and is of massive, network and brecciated structure. The

low-grade mercury ore in which the cinnabar is dispersed in dolomite, as well as the relatively high grade mercury ore with massive texture originated mainly by metasomatic processes. The mineralization started with deposition of cinnabar in pores and along the contact of dolomite grains. In such a way originated impregnations and intergranular films which have progressively grown. The ore bearing solution has in some places intensively dissolved dolomite and in this way the mercury ore with massive structure originated. In the intraclastic dolosparite the cinnabar has crystallized mainly in a somewhat more porous dolomitic cement between intraclasts.

Beside cinnabar and dolomite the metasomatic ore comprises in variable, but usually lesser quantities also quartz, clay minerals and pyrite. Quartz occurs in detrital grains. Their amount changes from sample to sample, but they are in individual specimens quite uniformly distributed. Quartz grains show here and there crystal faces and in some places replace dolomite grains, a phenomenon related to diagenesis. No quartz grains which could be connected with mercury mineralization have been found. Clay minerals occuring in the interstices between dolomite grains were largely removed during the preparation of polished sections. X-ray diffraction analysis indicate (Čar et al.,1989) that kaolinite and illite are present in the Lower Scythian sedimentary rocks. Tiny, relatively uniformly distributed pyrite grains, represented at the most by 0,5 %, originated during the diagenesis of carbonate mud. It is important to emphasize that in the mineralized dolomite not even a trace of organic matter has been found, or of minerals, which were not in dolomite before the mineralization. Consequently the hydrothermal solution from which cinnabar and very seldom native mercury originated should have been very »clean«. For this reason the mineral composition of ore is not useful for the elucidation of the character of the orebearing fluids. All we could state is that they were weakly acid, which is proved by the fact that dolomite grains were corroded by cinnabar. This observation is in accordance with the statement by White (1981) that the orebearing fluids from which mercury minerals originated in several mercury deposits along the Pacific Coast of the U. S. were weakly acid to neutral.

We also have no data about the mode of mercury transportation in the ore fluid. The transport mechanism of mercury compounds in hydrothermal systems is still more or less open problem. Wells and Ghiorso (1988) consider that the mercury compounds are transported mainly as sulfide complexes. Varekamp and Buseck (1984) believe that mercury is transported in dilute solutions very probably as $Hg^{\circ}_{aq}$, in the system rich in sulfur in the form of Hg-S complexes and in the brine as Hg-Cl complexes. Some other authors, among them also White (1981), argue that the transportation of $Hg^{\circ}$ is possible even in the gaseous phase.

The fact that in several mercury deposits organic matter is also present arises the question whether mercury in hydrothermal solutions could be transported also in organomercury complexes. Investigations of Wells and Ghiorso (1988), however, show that such transport, if even it exists, could not be important for the formation of mercury ores. Organomercury complexes can dominate only in oxydized waters in which most sulfur exists as sulfate, not sulfide. In the reachable publications concerning mercury deposits we unfortunately could not find any informations about the mutual relationship of cinnabar and organic matter.

Placer (1974/75) has alredy pointed to the fact that cinnabar occurs also in dolomite veinlets, as well as in the dolomite cement of the ore breccia, where in addition organic matter is present too. In the frame of the present study particularly the cement of the mentioned breccia was closely examined. It is normaly 2 mm to 2 cm

thick, but attains in some cases even 5 cm. Six crusts and the central part of the cement have been identified. The crusts could be distinguished by their colour, composition and thickness. Present are usually three or four crusts, while others are lacking. The first crust covers directly the fragments of mineralized or barren dolomite, and the others folow toward the center of cement, or toward the vug.

For the first, third and the fifth crust is macroscopically significant their white colour, and microscopically the prevailing anhedral and subhedral dolomite grains, rare cinnabar and quartz, as well as traces of pyrite and organic matter. On the surface of the first crust are well developed dolomite grains in polar arrangement, that means oriented toward the central part of the cement. But on surfaces of both the third and the fifth crust the dolomite grains are in bipolar arrangement: on one surface they point toward the first crust and on the other surfaces to the central part of the cement. The first and the third, as well as the third and the fifth crust are here and there grown together. In such cases the second and the fourth crust are lacking.

Taking into account the unusual textural relationship, the second crust is younger than first, as well as the third, the fourth crust is younger than the third and the fifth, and the sixth crust is younger that the fifth crust and the central part of the cement.

The second, the fourth and the sixth crust are macroscopically dark grey, nearly black and quite irregularly developed. The second and the fourth crust are of surprisingly similar composition. In both predominate anhedral and subhedral dolomite grains, but relatively often are present organic matter and cinnabar; pyrite occurs only in traces. The most interesting is the appearance of organic matter. It has been deposited from the solution before the bordering dolomite grains of the adjacent crusts have ceased to crystallize. Organic matter is namely included in the peripheral part of dolomite grains, parallel to rhombohedron faces, belonging to the first, third and fifth crust. Organic matter in addition exhibits coatings of mentioned dolomite grains and fills up interstices between the dolomite grains of the second, as well as of the fourth crust. Solution from which it was deposited has dissolved dolomite – organic matter namely distinctly replaces carbonate grains. The patches of organic matter are peppered by tiny cinnabar grains. Here and there very thin cinnabar crusts alternate with crusts of organic matter. In all these cases organic matter, as well as cinnabar, were deposited from colloidal solution. The content of discernible cinnabar in individual patches of organic matter is variable and oscillates between 5 and 30 %. The character of ore fluids has changed afterwards, and from colloidal solution only cinnabar was deposited. Finally this mineral crystallized from ionic solution.

Also in the sixth crust the dolomite is associated with organic matter which, however, is free of cinnabar. Here and there crystallized pyrite and then quartz which is the most common mineral in the sixth crust. The youngest is cinnabar, often in quite well developed metacrysts, commonly including corroded remnants of earlier minerals.

The central part of the cement occurs in two manners. In some places it appears as medium grained matrix with spotted structure. The matrix consists mainly of anhedral dolomite grains including also organic matter and cinnabar. After dolomite from colloidal solution organic matter and cinnabar were deposited; reniform or globular organic matter-cinnabar aggregates show quite often shrinkage cracks. Internal colloidal textures are even better perceived than in the second or in the fourth crust. Afterwards cinnabar alone has crystallized, first from colloidal and later from ionic solution.

In the second case on one of the mentioned crust, or even on the fragment of mineralized or barren dolomite, crystallized white dolomite grains, first anhedral and subhedral, and later in well developed crystals. They served as substratum on which all younger components were later deposited – frequently well developed cinnabar crystals and their aggregates, quartz, organic matter, kaolinite (?), and finally tiny transparent dolomite crystals. It is of interest to note that organic matter does not include even a trace of cinnabar.

The origin of the cement is rather difficult to explain trustworthy.

Taking into account the hydrothermal provenance of the Idrija mercury deposit the most simple explanation would be to derive the cement of the breccia from the ascending ore bearing solutions. But in such a case the crystals would grow progressively from the wall of the fragment to the central part of the cement. If the crusts occur, they would be formed successively: on the fragment originated first the oldest crust and then the younger ones, one after another.

In our case such a regularity does not exists – the second crust is younger than the third, the fourth younger than the fifth and the sixth is younger than the central part of the cement. Beside this the third and the fifth crust show quite often bipolarity of dolomite grains occurring on both surfaces. This means that very well developed dolomite grains point on the first surface toward the fragment, and on the second they are facing the central part of the cement.

Such particularities of the crust speak, in our opinion, in favour of the fact that they originated in open spaces from the percolating subsurface water – they very probably represent a kind of carbonate sinter. In this connection it is useful to remember the specimen in which the fifth crust was not covered by the sixth one. The free surface of this crust shows warty and crested overgrowth, which »hang« in the same direction. It should be pointed to the fact that on their upper surfaces occur dark grey coatings of fine grained dolomite, organic matter and cinnabar. Such coatings may hardly originate from ascendent fluids, but could be formed rather under influence of gravity from the percolating underground water.

Further arises also the question about the organic matter which occurs in some sedimentary rocks as well as in several orebodies of the Idrija deposit.

Dickson and Tunell (1968), White (1981), Varekamp and Buseck (1984), and also Wells and Ghiorso (1988) have demonstrated that organic matter appears in numerous mercury deposits of the Pacific Range of the United States. Writers which have intimately studied those deposits agree with the hypothesis that the mercury was mobilized together with organic matter from the underlying sedimentary or metasedimentary rocks. But in the reachable bibliography informations about mutual relationship organic matter-cinnabar in those deposits are scarce and could not be useful for our case.

Organic matter occurs namely, as we have already stated, also in the Grübler orebody. It is significant, however, that it could not be found in metasomatic ore, but occurs in veinlets and cement of the breccia, often associated with cinnabar. Considering the textures observable under the ore microscope it should be mentioned that in the second and the fourth crust, as well as in the central part of the cement organic matter and cinnabar precipitated often also from the same colloidal solution.

Recently Wells and Ghiorso (1988) have demonstrated that the organomercury complexes are unstable under reducing condition typical of hydrothermal systems, but they could be important in water relatively enriched in oxygen. Consequently, organic matter and cinnabar in the Grübler orebody may not originate from ascen-

ding fluids, but from descending solutions. This assumption may support our hypothesis that the crusts, as well as the central part of the cement, originated during the time when this part of the deposit was devoid of stagnant subsurface water. The cement of breccia could therefore not originate during the Middle Triassic mineralization, because the Lower Scythian beds were at that stage about 400 m below the surface of the sedimentary basin, and therefore certainly charged by motionless subsurface water, and also not during the time, when the deposit subsided in the deeper part of the geologic structure.

The appropriate conditions for the formation of the cement of breccia have arisen not earlier than during the retrograde epigenesis when the Alpidic orogeny lifted up the deposit toward the surface. At least for some time the Grübler orebody has to be above the level of stagnant subsurface water. The percolating subsurface water may have used tectonically disturbed parts of sedimentary beds lying close to the Grübler fault. The question is if all this happened when the deposit was moved from north to the south for about 30 km, or after it has reached the present position. It is nevertheless interesting to note that the part of the Grübler orebody we have investigated in the frame of this study is situated on the level +39 m, thus about 300 m below the surface (Idrija is located at the 330 m above the sea level).

The presented interpretation of the origin of the cement of the breccia may sound unsual and may arise doubts about its reliability. But it is necessary to state that there exists truthful evidence for the statement that the Grübler orebody was at least for short period of time indead in the realm of the percolating, even more, of streaming subsurface water, and that during this time also ore and gangue minerals were mobilized.

The drift Priprava No. 2 has namely cut several cavities and holes made by dissolution of mineralized Lower Scythian carbonate rocks by streaming of subsurface water. Many of these cavities have been destroyed during the excavation of the drift, but some remained more or less preserved. One of them was especially interesting. The cavity was "upholstered" with the crust of white medium grained dolomite with crystals on the surface. On this crust have grown here and there well developed quartz and cinnabar crystals and aggregates; quartz crystals reache some millimeter, the cinnabar crystals even several milimetres in diameter.

The tectonic activity broke of fragments of the wall, consequently of the mineralized rock covered on one side by white dolomite crust with accreted quartz and cinnabar crystals and aggregates, as well as cinnabar crystals and aggregates. In the fine and medium grained material at the bottom of the hole have been found several ground fragment of the wall up to 5 cm large. Their edges were well rounded, the dolomite grains of the crust as well as quartz crystals, cinnabar crystals and their aggregates strongly ground. Beside this, 12 ground cinnabar pebbles, quite well rounded splinters of cinnabar crystals and their aggregates with diameters between 6 and 17 mm, as well as more than 100 cinnabar granules – ground splinters of cinnabar crystals – with diameters less than 1,5 mm have been found in the mentioned material. The grinding went on "in situ", which is proved by the fact that the dolomite, cinnabar and quartz grains belonging to the crust wall of the hole have been also ground in the middle and particularly in the lower part of the hole. All this argues that in a certain time period a quite strong current of subsurface water has attained the cavity.

Now a few words concerning the subsequent mobilization of cinnabar, barite and quartz. The data collected in the frame of the study suggest that the cement of

breccia, as well as the crust of cavities and holes very probably did not originate from the ascending ore fluids, but later due to the action of the percolating subsurface water. This hypothesis is difficult to demonstrate, especially in the case of the Grübler orebody in which the primary ore originated by epigenetic processes. The determination criteria of primary or subsequent origin of minerals are namely quite subtle.

In this connection it is necessary to remind that in several Slovenian deposits ore and gangue minerals were doubtlessly mobilized during the retrograde epigenesis, as for instance in the diagenetic copper deposit Škofje, in the diagenetic uranium deposit Žirovski vrh, as well as in the syn-diagenetic deposit Topla. It must be also born in the mind that quartz, cinnabar, calcite and organic matter were mobilized in Skonca beds, as well as quartz and cinnabar in overlaying tuff in the Idrija deposit. They occur in veinlets crosscutting the syngenetic mercury ore.

Let us first consider the mobilization of cinnabar in the Grübler orebody. Trustworthy evidence for the statement that this ore mineral originated also from the subsurface water was obtained by the investigation of the mentioned hole in the drift Priprava 2. On the ground dolomite grains belonging to the crust which partly covered two rounded fragments of wallrock, laying in the fine and medium grained material of the hole, have been found on each one very well developed cinnabar crystal with typical rhombohedral habit, having diameters of 2 and 4 mm. They do not show even a trace of abrasion. Furthermore! Each one aggregat of well developed cinnabar crystals with diameter 1,5 mm respectively 2 mm have been found on two ground cinnabar pebbles; individual crystals are completly free of any damage. This means that the cinnabar crystals and their aggregates crystallized after the grinding of wall rock fragments and cinnabar fragments under the action of subsurface water.

The solubility of cinnabar in water at normal temperature is very low – almost the lowest among all sulfides. The solubility product of cinnabar is only $4.10^{-53}$ $mol^2dm^{-6}$. Therefore it could be assumed that its mobilization is practically impossible. But one of the most important geologic factors – the time should not to be overlooked. If the uplift of the deposit from the deeper part of the geologic structure toward the surface started in the beginning of the Upper Tertiary, then for the origin of the cement of breccia as well as for mobilization of cinnabar at least the last 5 to 10 millions of years were available.

Some words about barite of the coating on one of the rounded fragments where it has crystallized on the ground dolomite grains, but occurs also in individual crystals and their aggregates in the material of the hole. In both cases two barite generations are present. The older occurs in white, troubled platy crystals with diameter up to 2 mm; crystals are somewhat ground on edges. The younger generation is represented by transparent colourless crystals of the same habit, but porous to some degree, which means they are not completly crystallized. They show no trace of damage. This indicates that the streaming subsurface water has damaged the older crystals but not the younger ones. Barite in Idrija is a mineralogical rarity. But it is necessary to state that it was found almost 100 years ago by Schrauf in Josef as well as in the Theresia section. Barite crystals exibit in both sections a tabular habit. Fine grained barite was found two years ago by Gudurić in mineralized Carboniferous shales. It seems that barite is more frequent that it was believed before. If its crystals are small and white, and not of a distinct platy habit, especially underground they are hardly discernible from dolomite and calcite, and therefore easily overlooked.

In the material of the mentioned hole were found also more than 200 entirely

transparent quartz crystals and aggregates. Prevailing are individual crystals with a typical prismatic habit; aggregates are composed mostly of 5 to 15 crystals. No quartz crystal shows any damage. One quartz crystal has grown even on the rounded cinnabar granule.

Considering the characteristics of the individual components found in the material of the hole it seems most plausible that the second generation of barite and the just described quartz crystals are the youngest minerals of the Grübler orebody. They crystallized after the final retreat of the streaming subsurface water.

The mass spectrometric analyses of 9 cinnabar samples demonstrated a quite homogeneous sulfur isotope composition; $\delta^{34}S$ varies only from –7,57 ‰ to –4,35 ‰, thus in the spread of about 3 ‰. The mean value amounts to –5,2 ‰. The $\delta^{34}S$ value of cinnabar sulfur which originated in the Lower Scythian dolomite by metasomatic processes is –7,57 ‰, and of two cinnabar samples which crystallized from colloidal and ionic solution are –7,20 ‰ and –4,45 ‰. For six samples represented by splinters of individual cinnabar crystals or their aggregates from the cement, as well as for one ground cinnabar pebble from the material in the hole $\delta^{34}S$ exhibits a composition between –5,55 ‰ and –4,35 ‰ with the mean value of –4,92 ‰. Is such a homogeneous sulfur isotope composition a result of its homogenization during the mobilization?

Presented data are the first systematically collected in the frame of the planned study of the sulfur composition of sulfides from the Idrija deposit. The data collected up to date represent namely analyses of randomly collected samples and give therefore only general information. Analyses of 11 cinnabar samples performed by Ozerova and covorkers have shown that $\delta^{34}S$ ranges from –5,5 ‰ and +8,6 ‰ with the mean value of –1,1 ‰. Our earlier investigations of 7 cinabar samples indicates oscillation of $\delta^{34}S$ from –7,57 ‰ to +7,46 ‰, with the mean value of about –2 ‰. The cinnabar sulfur from the Grübler orebody especially in samples from the cement of the breccia, has consequently a more homogeneous composition than it was registred in the former studies of the cinnabar sulfur from Idrija.

Analysed was also the isotopic composition of oxygen and carbon of 42 dolomite specimens from the fragments of ore and dolomitic breccia, from the 1$^{th}$, 3$^{rd}$, and 5$^{th}$ crust, as well as from the central part of the cement (tab. 2, fig. 18). The oxygen and carbon isotope composition suggests that the dolomite from the fragments of the ore and dolomite breccia is isotopically somewhat altered with regard to the carbonates from the majority of the Mesozoic carbonate rocks in Slovenia which have been investigated up to now. Its $\delta^{18}O$ varies from +23,25 ‰ to +26,40 ‰, and $\delta^{13}C$ from –0,98 ‰ to +1,64 ‰.

In contrast with the mentioned dolomite the varieties which build up the cement of breccia, consequently in crusts and in the central part of the cement, are relativelly depleted in $^{18}O$ and $^{13}C$ isotopes: the measurements show that $\delta^{18}O$ spreads from +18,73 ‰ to +23,97 ‰, and $\delta^{13}C$ from –2,49 ‰ to +0,01 ‰. With respect to the crusts it should be stated that the 1$^{st}$ crust is relatively the most impoverished in $^{18}O$ and $^{13}C$ isotopes: $\delta^{18}C$ is +19,32 ‰ and $\delta^{13}C$ –1,96 ‰. Somewhat more heavier isotopes occur in dolomite of the 3$^{th}$ crusts: $\delta^{18}O$ oscillates from +19,50 ‰ and –21,78 ‰, and $\delta^{13}C$ from –1,11 ‰ and –0,56 ‰. Highest $^{18}O$ and $^{13}C$ isotopes contains dolomite in the 5$^{th}$ crust: $\delta^{18}O$ exibits values between +21,85 ‰ and +23,32 ‰, and $\delta^{13}C$ between –0,61 ‰ and –0,14 ‰.

The oxygen and carbon isotope composition of dolomite from the central part of the cement of breccias is quite variable. $\delta^{18}O$ of the well developed dolomite crystals varies from +18,73 ‰ to +21,10 ‰, and $\delta^{13}C$ from –2,49 ‰ to –0,86 ‰. The dolomite of

the central part of the cement with spotted structure is, however, distinctly enriched with $^{18}O$ and $^{13}C$: $\delta^{18}O$ from spreads +23,25 ‰ to +24,07 ‰ and $\delta^{13}C$ from –0,14 ‰ to +0,23 ‰.

The collected data on isotope composition of oxygen and carbon show that dolomite from individual crust and from the central part of the cement differs in the content of the heavier oxygen as well as of heavier carbon isotope, and it is significant that $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ ratio has a value of 0,5 (fig. 18). Such ratio and the established trend are usually typical for the temperature dependence of both parameters, and for a quite homogeneous isotopic composition of oxygen and of carbon in solution from which dolomite in hydrothermal deposits has crystallized.

But this, af first glance simple interpretation is very probably not appropriate for our case. Collected data namely show that the cement of breccia originated from the percolating subsurface water. We assume that this water had a similar isotopic composition of oxygen and carbon as that which is characteristic today for the surface water in the region of Idrija, with $\delta^{18}O$ averaging at –9,2 ‰ ±0,3 ‰ and $\delta^{13}C$ at –11,5 ‰ ±0,5 ‰. It has been found that from subsurface water with such characteristics crystallize at temperature between 44 and 16 °C in isotopic equilibrium dolomite with similar isotopic composition of oxygen and carbon, as that found in the cement of breccia.

If we assume that the dolomite crystallized in isotopic equilibrium with oxygen and carbon from the percolating subsurface water, the differences in isotopic composition of dolomite from individual crust could be explained as a result of successive lowering of temperature. Our basic assumption is that dolomite relatively enriched with lighter oxygen and carbon isotope crystallized somewhat deeper, where the temperature was higher than in the close vicinity of the surface, where due to the lower temperature varieties of dolomite relatively enriched in heavier oxygen and carbon isotope originated. First arose the 1st, than the 2nd and finally the 5th crust. There exists no data about the isotopic composition of oxygen and carbon in dolomite from the 2nd, 5th and 6th crust, but on the ground of the textural relationship it is obvious that they are younger than the previously discussed crusts.

After the lifting of the Grübler orebody into the immediate vicinity of the surface began to crystallize from the subsurface water the dolomite belonging to the central part of the cement. First originated dolomite in the cement with the spotted structure, later the subsurface water became somewhat richer with lighter isotope of oxygen and carbon (perhaps because of climatic change – colder period?) and in the cement of breccia crystallized well developed dolomite crystal and their aggregates.

## Literatura

Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija *4*, 5–62, Ljubljana.

Colbertaldo, D. di & Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, *17*, 1–22, Pavia.

Čar, J., Gregorič, V., Ogorelec, B. & Orehek, S, 1980, Sedimentološki razvoj skitskih plasti v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik *25*, 1, 3–20, Ljubljana.

Dickson, F. W. & Tunell, G. 1968, Mercury and Antimony Deposits Associated with Active Hot Springs in the Western United States. In: Ore Deposits of the United States, 1933–1967, 1673–1701, New York.

Dickson, J. A. D. & Coleman, M. L. 1980, Changes in Carbon and Oxygen Isotope Composition during Limestone Diagenesis. Sedimentology *27*, 107–118, Oxford.

Dolenec, T., Pezdič, J., Ogorelec, B. & Mišič, M. 1985, Isotopic and Geochemical Characteristics of Mesozoic Carbonate Rocks of Slovenia (Yugoslavia), IAS Abstracts of the 6th Regional Meeting of Sedimentology, 554–555, Lleida, Španija.

Drovenik, M. 1983, Mobilization of Ore and Gangue Minerals in Some Slovenian Mineral Deposits. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Österreichische Akademie der Wissenschaften, 75–82, Wien.

Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976, Izotopska sestava žvepla v sulfidih rudnih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2–3, 193–246, Ljubljana.

Gudurić, B. 1988, Živosrebrovo orudenje v »karbonskih« plasteh idrijskega rudišča. Diplomsko delo, Ljubljana.

Kropač, J. 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria, Wien.

Mlakar, I. 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija *12*, 7–72, Ljubljana.

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

Mlakar, I. & Drovenik, M. 1972, Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idrija. Proceedings of the Second International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps. Geologija *15*, 47–62, Ljubljana.

Ozerova, N. A., Vinogradov, V. I., Mlakar, I., Fedorčuk, V. P. & Titov, I. N. 1973, Izotopnyj sostav sery v rudah nekotoryh mestorožděnij zapadnoj časti sredizemnomorskogo rtutnoga pojasa. In: Očerki geohemii otdel'nyh elementov, 275–310, Moskva.

Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, 1057–1066, 1081–1084 in 1105–1109, Essen.

Placer, L. 1974–75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grübler v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 3–28, Ljubljana.

Ramdohr, P. & Strunz, H. 1978, Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, 876 p., Stuttgart.

Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jb. geol, R. A.–A, 349–400, Wien.

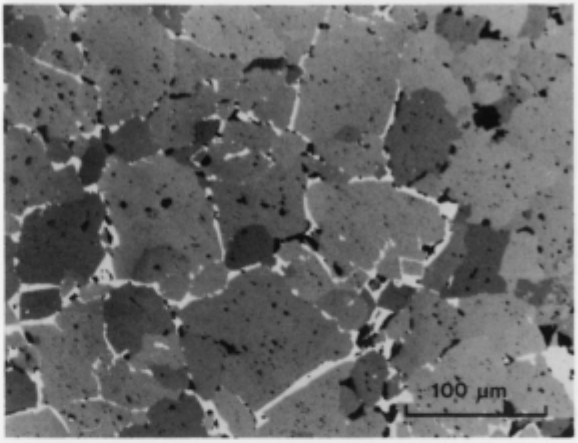
Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. G. Fischer Verlag, Jena.

Wells, J. T. & Ghiorso, M. S. 1988, Rock Alteration, Mercury Transport, and Metal Deposition at Sulphur Bank, California. Economic Geology, *83*, 3, 606–618, Lancaster.

White, D. E. 1981, Active Geothermal System and Hydrothermal Ore Deposits. Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume 1905–1980, 392–423, Lancaster.

Varekamp, J. C. & Buseck, P. R. 1984, The speciation of mercury in hydrothermal systems, with applications to ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, Pergamon Press, *48*, 1, 177–185, New York.

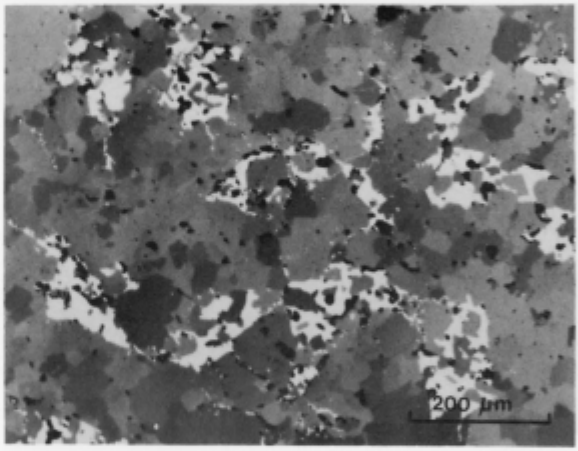
**Tabla – Plate 1**




Sl. 1 – Fig. 1

Tanki cinabaritni filmi ob stikih med dolomitnimi zrni. Odsevna svetloba

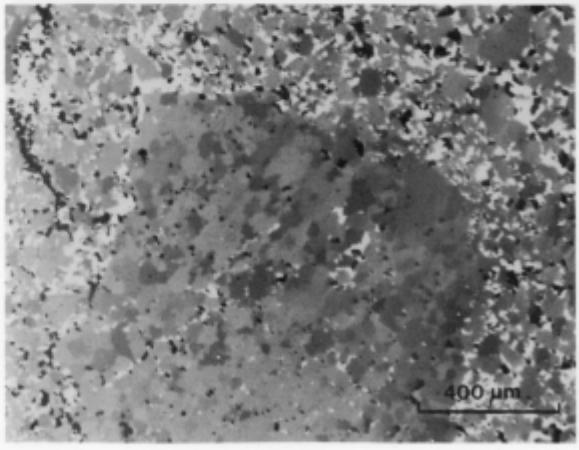
Thin films of cinnabar on the dolomite grains boundaries. Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Nepravilna cinabaritna polja se prepletajo med dolomitnimi zrni in vsebujejo njihove vključke. Odsevna svetloba

Irregular cinnabar patches interweave between dolomite grains and contain their inclusions. Reflected light

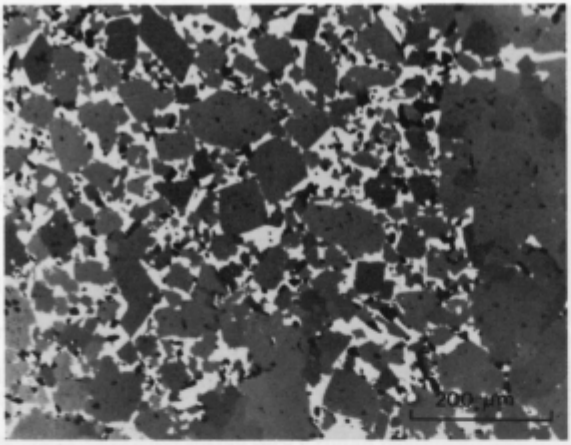



Sl. 3 – Fig. 3.

Slabo orudeni dolomitni klast leži v bogato orudenem dolomitnem vezivu. Odsevna svetloba

Poorly mineralized dolomitic clast in well mineralized dolomite matrix. Reflected light

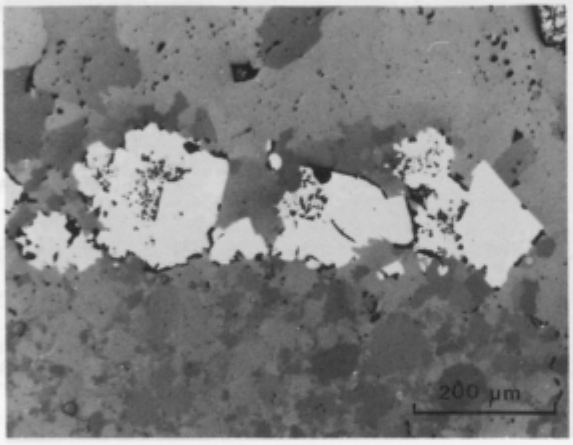
**Tabla 2 – Plate 2**




Sl. 1 – Fig. 1

Evhedralna dolomitna zrna »plavajo« v cinabaritni osnovi. Odsevna svetloba

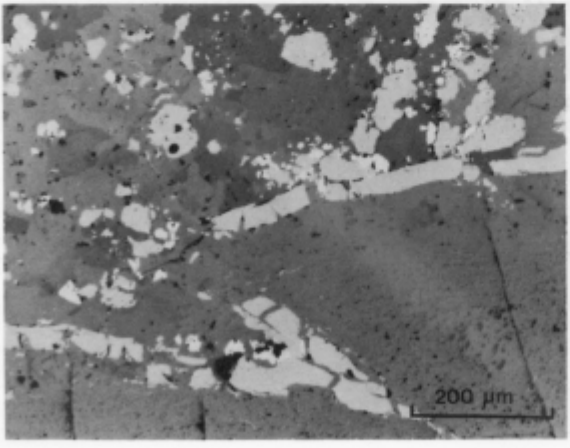
Euhedral cinnabar grains »floating« in cinnabar matrix. Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Cinabaritna zrna v prvi skorji (zgoraj) so zrastla na orudenem dolomitnem kosu (spodaj). Odsevna svetloba

Cinnabar grains occuring in the first crust (above) have grown on the fragment of mineralized dolomite (below). Reflected light

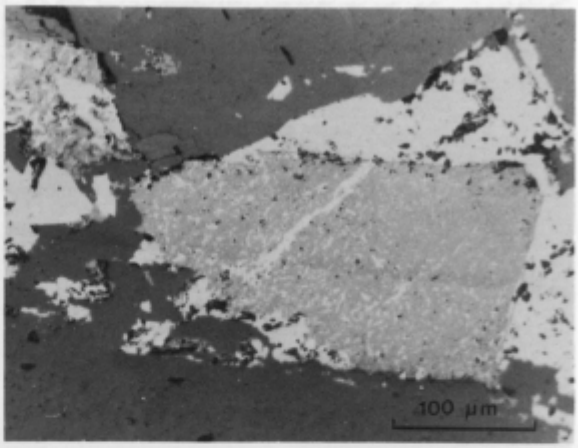



Sl. 3 – Fig. 3

Tanka opna organske snovi obrašča večja dolomitna zrna prve skorje, vpršena pa je tudi med dolomitna zrna druge skorje (zgoraj). Belo je cinabarit. Odsevna svetloba

Thin film of organic matter coats larger dolomite grains of the first crust and is disseminated also between dolomite grains of the second crust (above). White is cinnabar. Reflected light

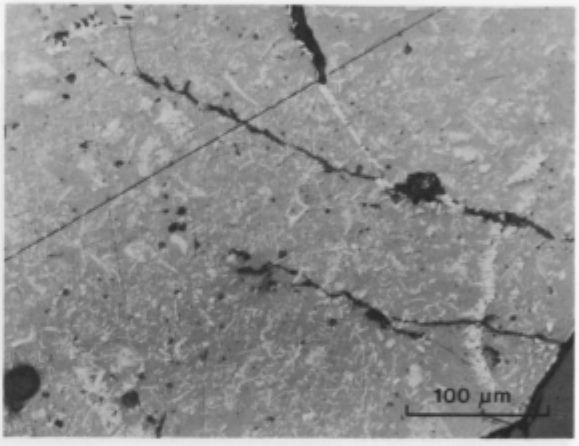
**Tabla 3 – Plate 3**




Sl. 1 – Fig. 1

Drobna cinabaritna zrnca so enakomerno razvrščena v organski snovi. Mlajši cinabarit obdaja polje iz organske snovi in cinabarita ter nadomešča dolomitna zrna. Odsevna svetloba

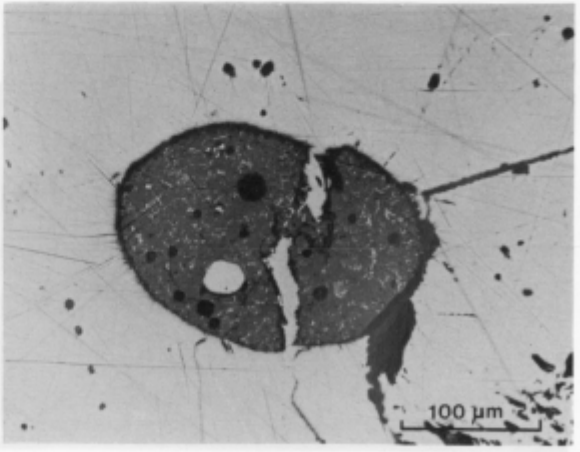
Finely peppered cinnabar uniformly dispersed in organic matter. Younger cinnabar surrounds organic matter-cinnabar patch and replaces dolomite grains. Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Majhna, nepravilna zrnca cinabarita v organski snovi. Odsevna svetloba

Tiny irregular cinnabar grains in organic matter. Reflected light

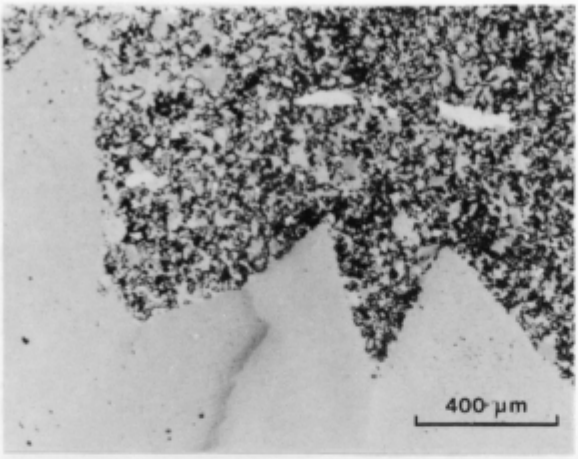



Sl. 3 – Fig. 3

Okroglo polje organske snovi z vpršenimi drobnimi cinabaritnimi zrni leži v mlajšem cinabaritu. Odsevna svetloba

Rounded patch of organic matter peppered by tiny cinnabar grains lies in younger cinnabar. Reflected light

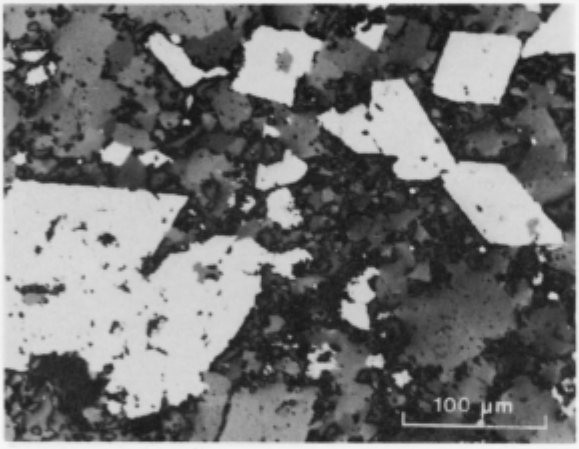
**Tabla 4 – Plate 4**




Sl. 1 – Fig. 1

Majhna kremenova in dolomitna zrna šeste skorje (zgoraj) se vraščajo med lepo razvita, večja zrna pete skorje (spodaj). Odsevna svetloba

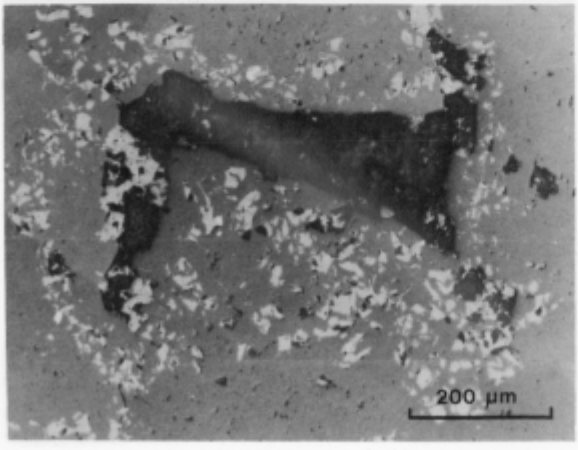
Small quartz and dolomite grains (above) of the sixth crust grow between the well developed larger dolomite grains of the fifth crust (below). Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Idiomorfna cinabaritna zrna vsebujejo korodirane dolomitne in kremenove ostanke. Odsevna polarizirana svetloba

Euhedral cinnabar grains include corroded dolomite and quartz remnants. Reflected light



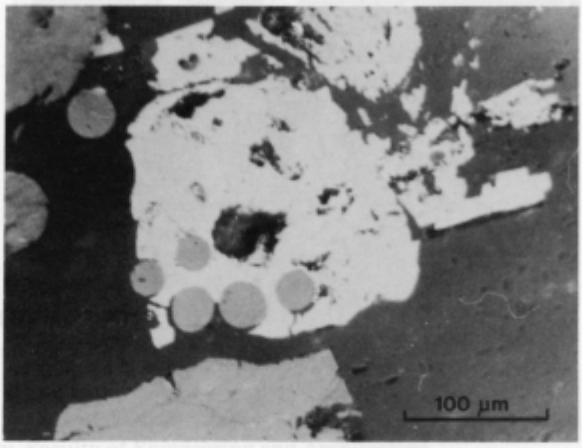

Sl. 3 – Fig. 3

Vključki organske snovi v obrobnih delih dolomitnih zrn. Odsevna svetloba

Peripheral parts of dolomite grains show inclusions of organic matter. Reflected light

Narodna in univerzitetna knjižnica LJUBLJANA

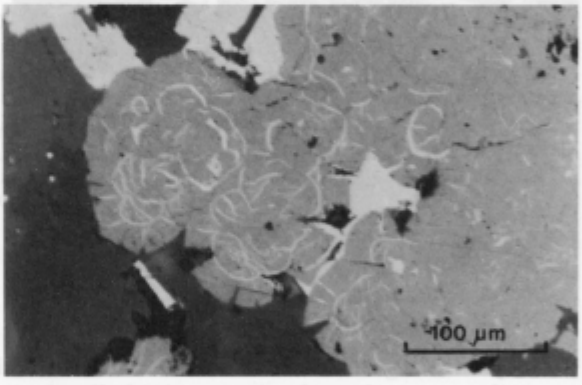
**Tabla 5 – Plate 5**




Sl. 1 – Fig. 1

Cinabarit in dolomit vsebujeta majhne kroglice organske snovi. Odsevna svetloba

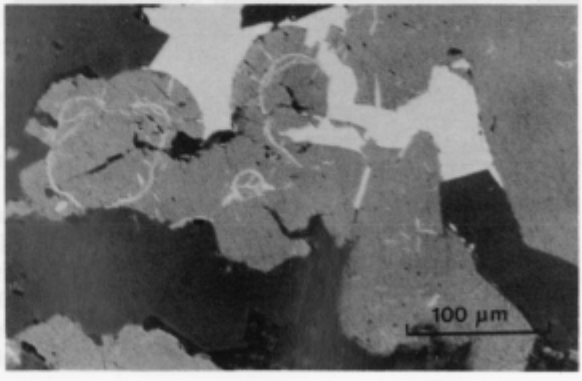
Small globules of organic matter in cinnabarite and dolomite. Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Kolomorfno polje organske snovi vsebuje tanke cinabaritne skorje. Obraščata ga dolomit in cinabarit. Odsevna svetloba

Botryoidal organic matter includes thin cinnabar crusts and is surrounded by younger dolomite and cinnabar. Reflected light

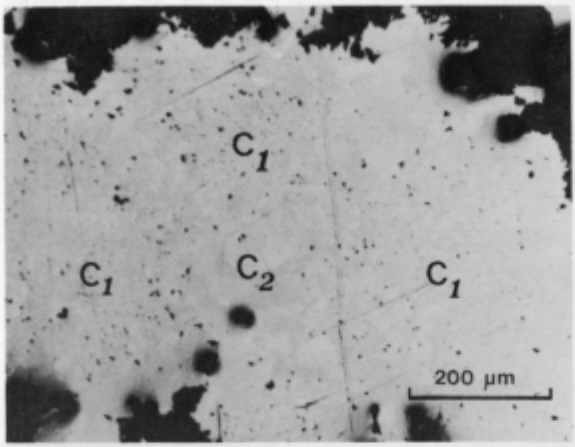



Sl. 3 – Fig. 3

Počeno kolomorfno polje organske snovi s tankimi cinabaritnimi skorjami povezuje mlajši cinabarit. Odsevna svetloba

Cracked botryoidal organic matter with thin cinnabar crusts cemented by younger cinnabar. Reflected light

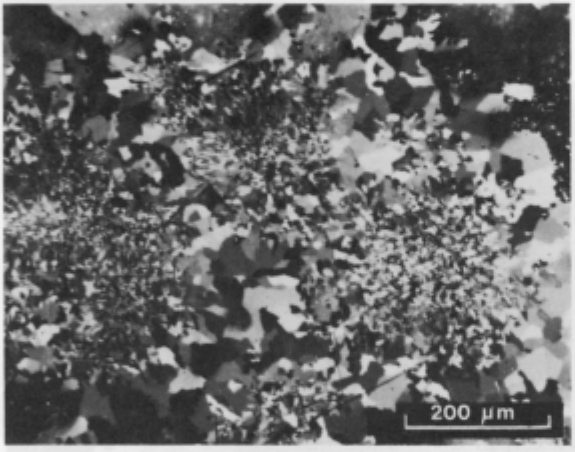
**Tabla 6 – Plate 6**




Sl. 1 – Fig. 1

Zelo drobnozrnati cinabarit ($C_1$) ki je nastal pri kristalizaciji HgS gela obdaja mlajši različek ($C_2$), ki je kristaliziral iz ionske raztopine. Odsevna svetloba

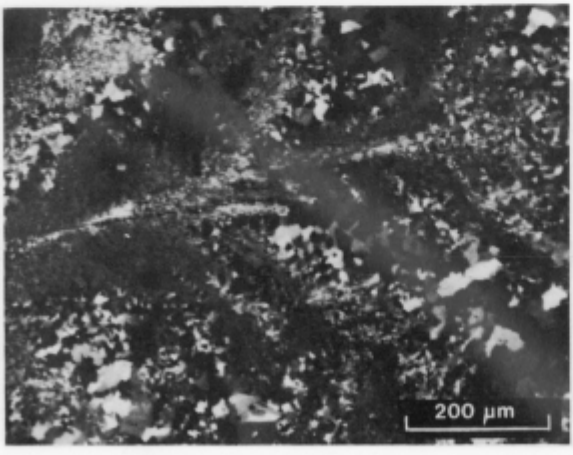
Tiny cinnabar grains ($C_1$) originated during crystallization of HgS gel are surrounded by younger variety ($C_2$) which crystallized from ionic solution. Reflected light




Sl. 2 – Fig. 2

Prejšnja slika pri navzkrižnih nikolih. Lepo vidimo okrogla drobnozrnata cinabaritna polja, ki jih obdajajo nekoliko večja cinabaritna zrna

Previous figure at crossed nicols. Round, finegrained cinnabar aggregates surrounded by somewhat larger cinnabar grains are well visible




Sl. 3 – Fig. 3

Peresasta struktura cinabarita je pri navzkrižnih nikolih dokaj lepo opazna. Odsevna svetloba

Featherlike texture of cinnabar is quite well visible under crossed nicols. Reflected light

GEOLOGIJA *33*, 447–459 (1990), Ljubljana

UDK 553.578(560) = 20

# Determination of the properties of various diatomite deposits within Aegean Region of Turkey

*Uner Ipekoğlu*
Dokuz Eylul University, Faculty of Engineering and Architecture, Dept. of Mining Engineering, Bornova, Izmir, Turkey
*Zeliha Mete*
Dokuz Eylul University, Faculty of Education, Dept. of Chemistry, Buca, Izmir, Turkey

**Abstract**

Properties of diatomite in general have been outlined, location and reserves of the related deposits in Turkey are given. The results of mineralogical studies, chemical and physical analysis which have been carried out on various samples are tabulated. From the results of these findings possible application areas have been suggested.

## Introduction

Diatomite in its natural state is a soft rocklike material consisting esentially of the skeletal remains of a variety of singlecelled microscopic plants known as diatoms. They are generally amorphous, hydrated or opaline silica, $SiO_2 \times n \, . \, H_2O$, with various amounts of impurities such as silica sand, clay minerals, metal salts and organic matter. Because of these contaminants, silica content may range from 58 to 90% of the dry product. As mined, diatomite may contain from 10 to 60% of free water. Size of diatoms varies between 20 to 200 microns. The most important properties of diatomite are its porosity (80–85%), low density (1.95 to 2.3 g/cm³) and whiteness (as high as 96). The color of diatomite changes depending on the impurities present in the sand. For example an increase in the amount of organic matter causes the color to change from white to brown or even to green. Diatomite is not dissolved in acidic solutions except in hydrofluoric acid but it dissolves in concentrated alkaline solutions. The hardness of the diatom skeleton is between 4–6.5 on the Moh's scale the same as opaline silica. Heat conductivity of diatomite is low; 0.08–0.1–0.11 kcal/m.°C.h at temperatures of 300, 800–1200 °C respectively. Its melting point is PCE 8–33 and the pressure resistance is between 3–18 kg/cm².

Because of its unique and desirable properties mentioned above, diatomite is

a superior material to many alternative substances in many industrial applications. The widest use of processed diatomite is as a filter aid for separation of suspended solids from fluids. About 50% of all processed diatomite is channeled into this application. Other important uses include soft abrasives, industrial fillers, lightweight aggregates and insulation. As a filler and extender it is used in paint, asphalt products, paper and plastics. Other uses include catalysts in petroleum refining, hydrogenation of oils, insecticide carriers, anticaking agents for fertilizers and explosives, soil conditioner and as an additive in cement (Kadey, 1983).

Processing of diatomite involves a series of basic steps developed primarily to take advantage of the unique characteristics of the commodity for its various applications, such as filter aids, fillers and insulation. The major processed diatomite products are powders and aggregates of variable sizes and grades that have been uncalcined, straight-calcined or flux-calcined. Processing of uncalcined or »natural« grade diatomite simply comprises the drying and crushing of crude ore to reduce the high moisture content. Further size reduction and removal of water is usually accomplished by a blower-hammer mill in combination with a pneumatic feed and discharge system to suspend the particles. The suspended particles and impurities are separated and removed through a series of cyclone classifiers. The variously sized products are then collected in a baghouse for market preparation, principally for fillers and other uses than filter aids. For filtration uses »natural« grade diatomite is calcined by heat treatment in a rotary kiln at a temperature of about 1000°C for the following purposes:

- To remove any organic matter or contained water
- To convert some impurities into a fused slag
- To fuse broken diatoms into a fritted product

The resultant straight-calcined powder is of light weight, cream to slightly pink color, chemically inert, and from which the chemically combined water has been removed. Its main use is as a filter aid, on liquids with larger suspended particles where medium flow rates are required. For filtering that requires faster flow rates, up to 10% of alkaline salt (NaCl + NaOH or $Na_2CO_2$) may be added to the diatomite in calcining, and it sinters the diatomite particles, increasing the particle size therefore increasing the speed of filtration with satisfactory classification (Weiss, 1985).

## Location and reserves of diatomite deposits in Turkey

Deposits occur mainly in three different regions in Turkey;

a – Central Anatolian deposits
b – Eastern Anatolian deposits
c – Western Anatolian (Aegean region) deposits

Location, known and estimated reserve potential of Turkish diatomite deposits are shown in figure 1. (Private communication with the authorities of MTA – Mineral Research and Exploration Organization – and Turkish Sugar Industries General Management, 1988).

The total consumption of natural-grade and processed diatomite according to the figures obtained in 1980 is given in table 1 (Devlet, 1979).

Turkey's demand for natural-grade diatomite is met by domestic resources. Processed diatomite is imported except for the sugar industry which produces its own diatomite in the plant which started with operation in 1982.

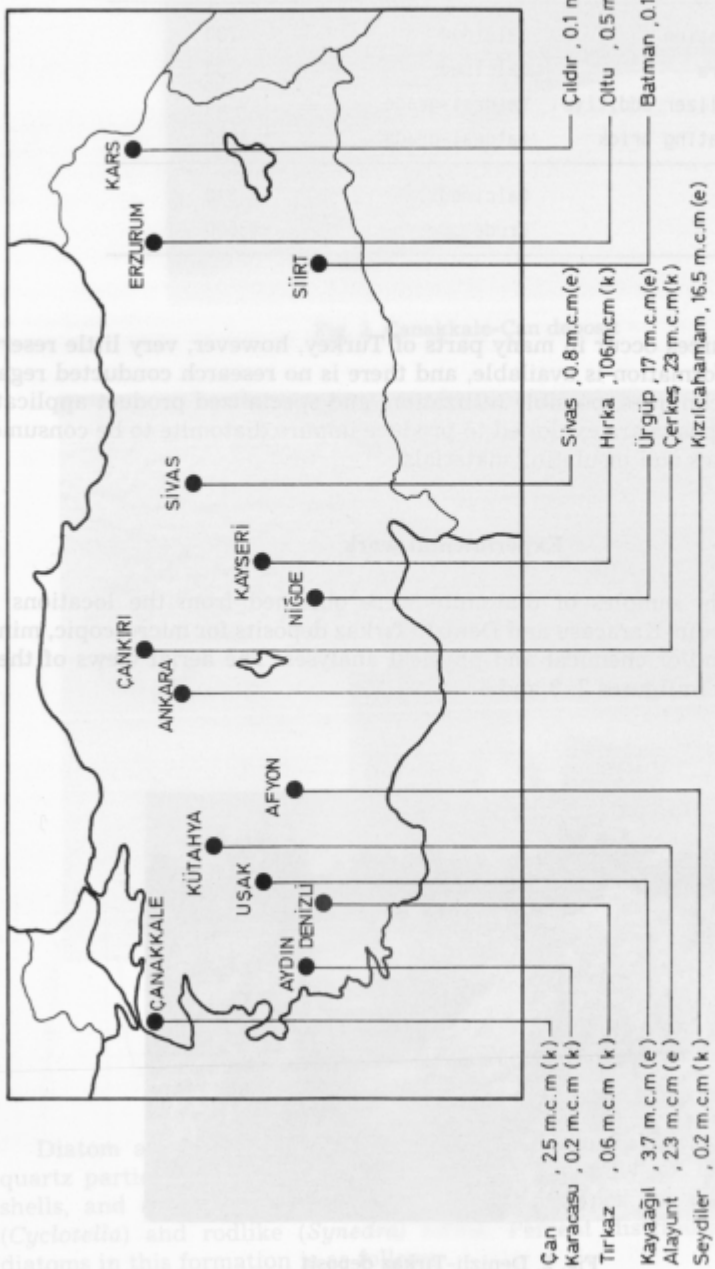



Fig. 1. Location and reserves of Turkish diatomite deposits

Table 1. Total diatomite consumption of Turkey

| Final use | Aggregate | Consumption (ton/y) |
|---|---|---|
| Filtration | Calcined | 780 |
| Fillers | Calcined | 30 |
| Fertilizer additive | Natural-grade | 9500 |
| Insulating brick | Natural-grade | 4000 |
| Total | Calcined | 810 |
| | Crude | 13500 |

Diatomite resources occur in many parts of Turkey, however, very little reserve and production information is available, and there is no research conducted regarding processing techniques, possible utilization, and specialized product applications. Most of the deposits are exploited to produce impure diatomite to be consumed as fertilizer additives and insulating materials.

## Experimental work

In this research, samples of diatomite were obtained from the locations of Çanakkale-Çan, Aydın-Karacasu and Denizli-Tırkaz deposits for microscopic, mineralogical studies and/or chemical and physical analyses. The aerial views of these deposits are shown in figures 2, 3 and 4.



Fig. 2. Denizli-Tırkaz deposit



Fig. 3. Çanakkale-Çan deposit



Fig. 4. Aydın-Karacasu deposit

## A) Microscopic studies:

*Denizli-Tırkaz location*

Diatom assemblages of this location are mixed-up partly with clay and fine quartz particles. The examined diatoms have generally got broken structure, thin shells, and a weak appearance. The dominant types are mainly of hollow disc (*Cyclotella*) and rodlike (*Synedra)* forms. Percent distribution of the dominant diatoms in this formation is as follows:

Disc types –40 %
Long rodlike types –40 %
Cocconeis placentula –10 %

The average length of the diatoms is in the range from 30–50 microns and the width from 8–10 microns. Diameter of the disc types is in the order of 15 microns. Micrographs of diatom assemblages of this region are given in plate 1.

*Çanakkale-Çan location*

The diatoms of this location are mainly small single or double celled *Melosira* with a few *Cylotella operculata* and *Cymbella* types as shown in the samples of plate 2. Percent distribution of the types, on the samples examined, is 75 %, 15 % and 5 % respectively.

*Aydın-Karacasu location*

The diatoms of this location exhibit a variety of different types. A considerable amount of quartz and clay present in the samples. The types mainly examined are as follows and are shown in plate 3: *Pinnularia major, Cymbella lanceolata, Stephanodiscus* sp., *Coscinodiscus* sp., *Amphora ovalis, Rhamhoneis augustata* and *Navicula semen*.

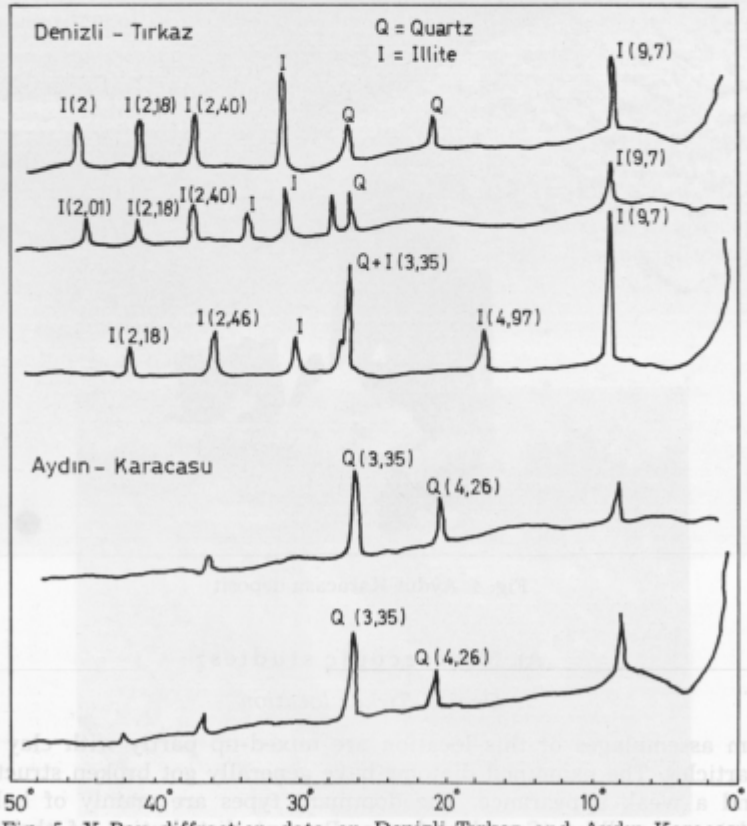



Fig. 5. X-Ray diffraction data on Denizli-Tırkaz and Aydın-Karacasu samples

### B) X-Ray diffraction tests

X-ray diffraction patterns for minus 150-mesh samples of Denizli-Tırkaz and Aydın-Karacasu locations are shown in figure 5.

### C) Differential thermal analysis (D.T.A.) and thermal gravimetric analysis (T.G.A)

Samples of diatomite from three different locations were ground to minus 150-mesh for D.T.A. The curves are shown in figure 6a. In general quartz is known to give an endothermic reaction between 560–565°C, calcite and dolomite between 690–720°C and water between 70–130°C. On the other hand, volatile organic compounds give exothermic reactions between 300–670°C and feldspar and alumina minerals between 780–850°C. These expected reactions cannot be seen from the curves, which is probably due to slow removal of bound water up to a temperature of 1050°C coinciding the same temperatures for exothermic and endothermic reactions and thus resulting in indiscernible peaks. Minor peaks seen in all three curves indicate that the determination of impurities within diatomite by D.T.A. is difficult.

The curves of thermal gravimetric analysis of the same samples are also given in figure 6b. These curves can be utilized in the determination of the optimum temperature in flux-calcination process.

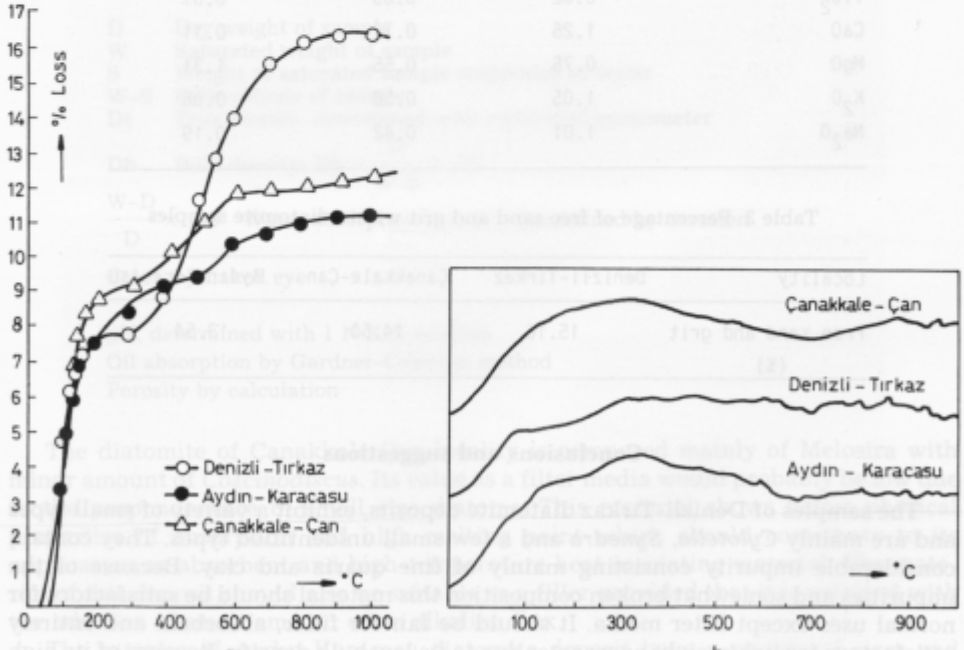



Fig. 6. The curves of thermal gravimetric and differential thermal analyses

### D) Chemical analyses

Chemical analyses were performed on the representative samples of diatomites from three localities and average results are tabulated in table 2, and table 3 indicates the amount of free sand and grit within samples.

### E) Physical tests

Various samples from the localities under investigation were selected at random for determinations of physical properties and the average results are given in table 4.

Table 2. Chemical composition of natural diatomites

| Constituent | Locality | | |
|---|---|---|---|
| % | Denizli-Tırkaz | Çanakkale-Çan | Aydın-Karacasu |
| Original moisture | 35 | 38 | 39 |
| Ignition loss | 10.48 | 6.60 | 6.22 |
| $SiO_2$ | 78.37 | 87.22 | 88.50 |
| $Al_2O_3$ | 5.21 | 2.71 | 2.22 |
| $Fe_2O_3$ | 1.84 | 1.15 | 1.35 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.03 | 0.01 |
| CaO | 1.25 | 0.72 | 0.11 |
| MgO | 0.75 | 0.55 | 1.31 |
| $K_2O$ | 1.05 | 0.58 | 0.06 |
| $Na_2O$ | 1.01 | 0.42 | 0.19 |

Table 3. Percentage of free sand and grit within diatomite samples

| Locality | Denizli-Tırkaz | Çanakkale-Çan | Aydın-Karacasu |
|---|---|---|---|
| Free sand and grit (%) | 15.16 | 14.50 | 13.54 |

## Conclusions and suggestions

The samples of Denizli-Tırkaz diatomite deposits, exhibit a variety of small types and are mainly *Cylotella, Synedra* and a few small unidentified types. They contain considerable impurity consisting mainly of fine quartz and clay. Because of the impurities and somewhat broken composition this material should be satisfactory for normal uses except filter media. It should be fair for filler, absorbent and entirely satisfactory for lightweight aggregates due to its low bulk density. Because of its high content of silica, this material is particularly suitable for lime-silicate insulation powders.

Table 4. Physical properties of natural diatomite samples

| Physical Properties | Locality | | |
|---|---|---|---|
| | Denizli-Tırkaz | Çanakkale-Çan | Aydın-Karacasu |
| True density ($g/cm^3$) | 2.27 | 2.15 | 2.02 |
| Bulk density ($g/cm^3$) | 0.51 | 0.58 | 0.56 |
| Water absorption (%) | 198 | 178 | 195 |
| Retained on 150 mesh (% wt) | 0.51 | 0.35 | 0.32 |
| Retained on 325 mesh (% wt) | 1.54 | 1.21 | 1.35 |
| Surface area ($m^2/g$) | 58.70 | 25.40 | 22.25 |
| pH | 7.30 | 7.38 | 7.46 |
| Color | White-gray | Dark yellow | Light yellow |
| PCE ($^oC$) | 1350 | 1520 | 1480 |
| Filtration rate (ml/min) | 18 | 28 | 48 |
| Oil absorption (% wt) | 65 | 79 | 68 |
| Porosity (%) | 77.53 | 73.02 | 72.28 |

The following definitions and methods were used to obtain values given in table 4:

D Dry weight of sample
W Saturated weight of sample
S Weight of saturated sample suspended in water
W–S Bulk volume of sample
Dt True density, determined with calibrated pycnometer

Db Bulk density, $Db = \frac{D}{W-S} \times 100$

$\frac{W-D}{D} \times 100$ Water absorption percent, determined by titration

Color, by naked eye

pH, determined with 1 N KCl solution
Oil absorption by Gardner-Coleman method
Porosity by calculation

The diatomite of Çanakkale-Çan locality is composed mainly of Melosira with minor amount of *Coscinodiscus*. Its value as a filter media would probably be low due to the preponderance of small size diatoms. This material shows better physical properties of absorption and high melting point which should contribute to its application as absorbent and high-temperature heat insulating material. The material of this deposit should also be suitable as a filler provided that it is calcined with the addition of small amount of an alkaline flux.

The samples of Aydın-Karacasu diatomite deposit have a variety of sizes and shapes with large elongated and disc forms which usually indicate a high quality of filtration crude. Due to its sufficient physical and chemical properties this material

should also be suitable for use as light-weight mineral filler in the powder form after general refining processes.

Deposits of diatomite within the Aegean Region of Turkey may have various uses. However, further detailed studies than those described in this work will be necessary to determine whether such uses are feasible.

## References

Kadey, F. L. 1983, »Diatomite«, Ind. Minerals and Rocks, 5th ed.

Weiss, N. L. 1985, »SME Mineral Processing Handbook«, Part 3, 29–9.

Devlet Sanayi, 1979, İşçi Yatırım Bankası A. Ş., Research and Project Development Division, APG: SA/8, Ankara.

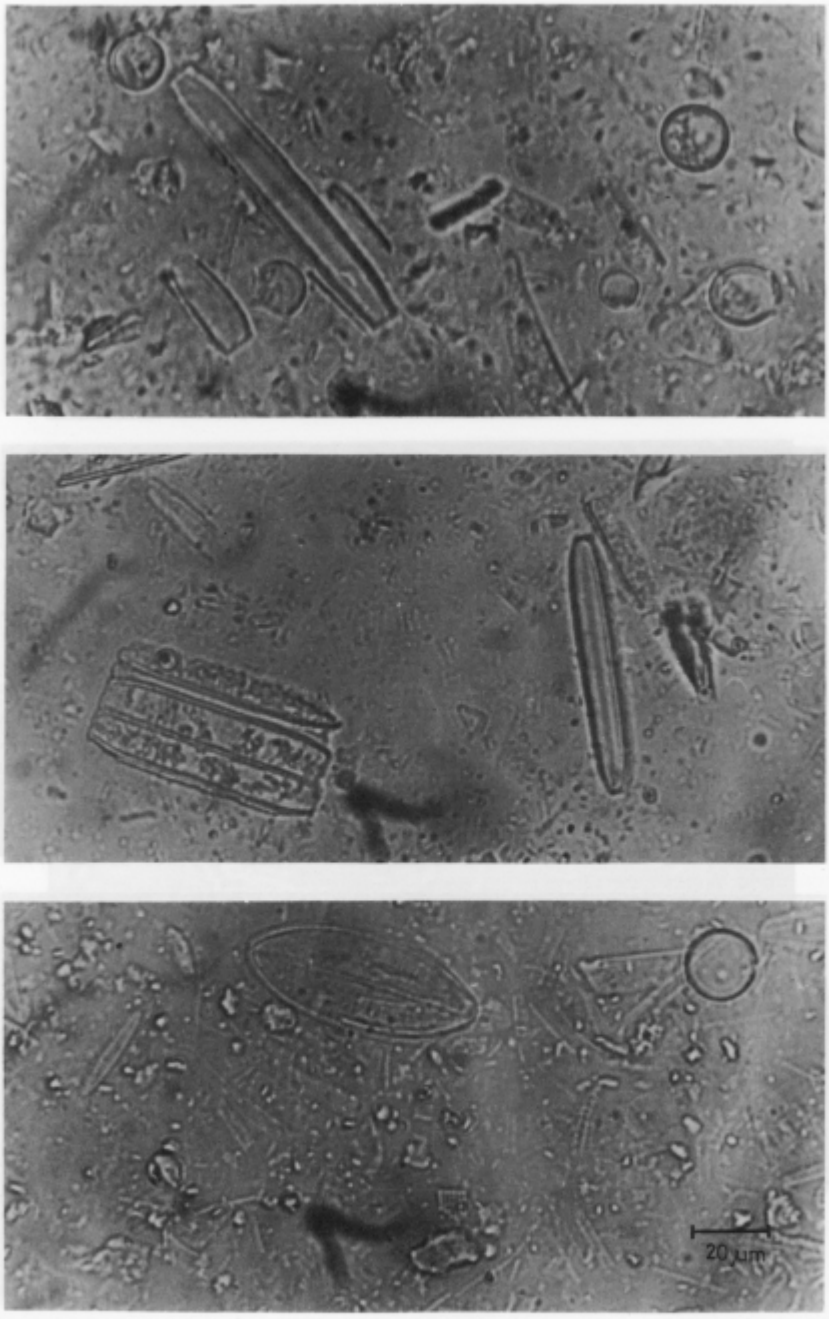



**Plate 1**

Micrographs of Denizli-Tırkaz diatomite samples

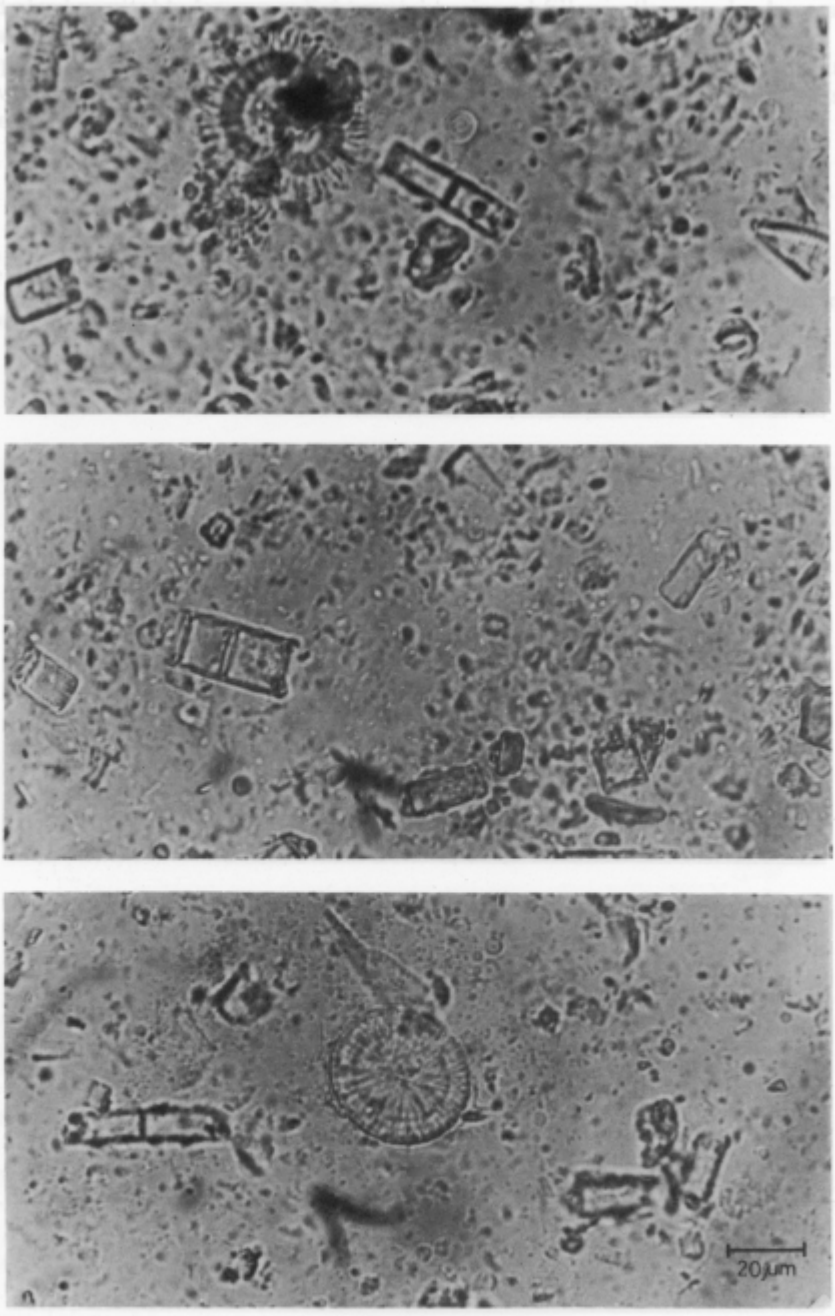



**Plate 2**

Micrographs of Çanakkale-Çan diatomite samples

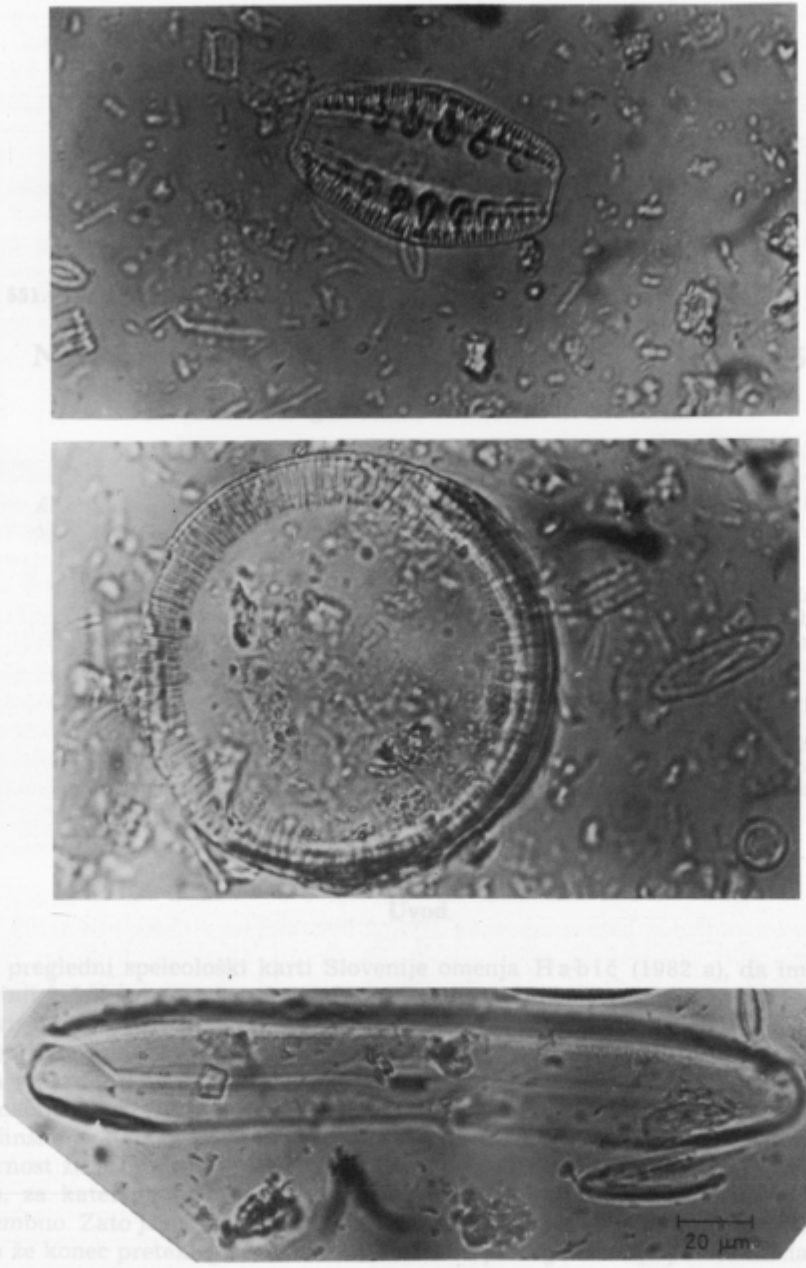



**Plate 3**

Micrographs of Aydın-Karacasu diatomite samples

GEOLOGIJA *33*, 461–478 (1990), Ljubljana

UDK 551.44.46.06(497.12)=863

# Novejša sledenja kraških voda v Sloveniji po letu 1965

## Recent tracings of karstic waters in Slovenia

*Dušan Novak*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, Ljubljana

**Kratka vsebina**

Po letu 1965 je bilo posebno za praktične potrebe vodnega gospodarstva in oskrbe z vodo na številnih mestih opravljeno sledenje podzemeljskih vodnih tokov. Podajamo pregled teh poskusov, ki so bili narejeni na Geološkem zavodu Ljubljana in so dopolnjeni s podatki, ki so bili že objavljeni.

**Abstract**

In the period after 1965, for the needs of water management and water supply, tracing of underground water courses was undertaken at numerous localities in Slovenia. This paper presents a short account of these attempts, which were carried out by the Ljubljana Geological survey, and are suplemented by some already published data.

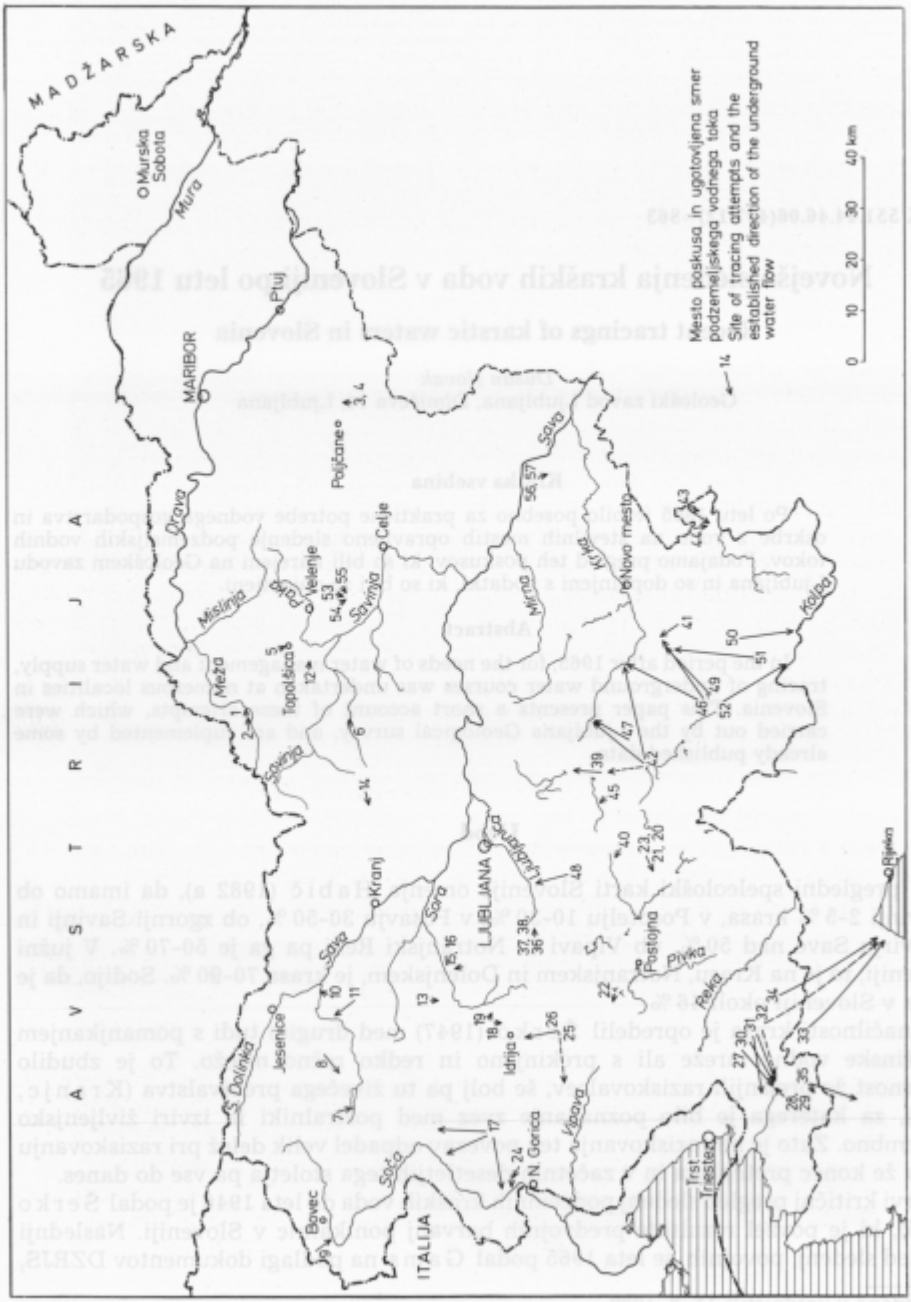
### Uvod

V pregledni speleološki karti Slovenije omenja Habič (1982 a), da imamo ob Dravinji 2-5 % krasa, v Posotelju 10-30 %, v Posavju 30-50 %, ob zgornji Savinji in v povirju Save nad 50 %, ob Vipavi in Notranjski Reki pa ga je 50-70 %. V južni Sloveniji, to je na Krasu, Notranjskem in Dolenjskem, je krasa 70-90 %. Sodijo, da je krasa v Sloveniji okoli 46 %.

Značilnosti krasa je opredelil Šerko (1947) med drugim tudi s pomanjkanjem površinske vodne mreže ali s prekinjeno in redko rečno mrežo. To je zbudilo pozornost že prejšnjih raziskovalcev, še bolj pa tu živečega prebivalstva (Kranjc, 1982), za katerega je bilo poznavanje zvez med požiralniki in izviri življenjsko pomembno. Zato je na raziskovanja teh povezav odpadel velik delež pri raziskovanju krasa že konec preteklega in v začetnih desetletjih tega stoletja pa vse do danes.

Prvi kritični pregled sledenj podzemnih kraških voda do leta 1946 je podal Šerko (1946), ki je povzel rezultate predvojnih barvanj ponikalnic v Sloveniji. Naslednji pregled sledenj, povojnih, je leta 1965 podal Gams na podlagi dokumentov DZRJS,

Oddano v uredništvo 15. 2. 1989.




Sl. 1. Smeri tokov kraških podzemeljskih voda v Sloveniji

Fig. 1. Directions of karstic underground waters in Slovenia

vodnega gospodarstva, Instituta za raziskovanje krasa in Hidrometeorološkega zavoda. Del tega pregleda je tudi kasnejši pregled barvanj v porečju Ljubljanice (Čadež, 1973), ki pa se pri podatkih nekoliko razlikujeta. Kombinirano sledenje v zaledju izvirov Ljubljanice je pojasnilo nekatere zadrege, odprlo pa je zopet problematiko raztekanja kraške podzemeljske vode ob višjih vodah (Bauer et al., 1976).

V okviru različnih, predvsem praktičnih nalog so bila po kraškem svetu opravljena sledenja večjega in manjšega obsega. O njih obstajajo objavljena poročila, mnogo podatkov pa je tudi še po arhivih. Iz dostopnih virov povzemamo njih rezultate in jih prikazujemo tabelarično in na karti (slika 1).

Mnoge raziskave še niso končane, npr. sledenja na Senožeškem krasu. O njih bodo podatki kasneje bržkone objavljeni.

## Sledenja v rudiščih

Omeniti kaže sledenja podzemeljskih vodnih tokov v območju rudišča Mežica (tabela 1; sledilni poskus št. 1 in 2), ki so pokazala in nakazala različne načine pretakanja podzemeljske vode v takih masivih (Novak, 1962). Kasnejša sledenja prenikajoče vode pa so pokazala na spremembe hidrogeoloških razmer (Gospodarič & Štrucl, 1983).

Rudarsko-hidrogeološke raziskave v rudišču Črna pri Kamniku leta 1963 (14) in v idrijskem rudišču (Novak, 1964, 1971) so pokazale, da potok Črna napaja tudi eno glavnih zajetij za kamniški vodovod, zajetje pri Špilerju v Godiču. Raziskave v Idriji so pokazale, da je potrebno poznati podrobnosti geološke zgradbe. Na tej osnovi lahko izbiramo tudi sledilo. V Idriji je bila poleg uranina uporabljena tudi kuhinjska sol in izkazala se je kot dober raziskovalni pripomoček. V Črni in Idriji smo sledili prenikanje površinskih voda v dele rudnikov.

## Kras v Alpah in predalpskem hribovju

V Alpah so skušali z raziskavami določiti razvodnico med porečji oziroma padavinsko zaledje posameznih izvirov (Novak, 1979). Sledenja so bila opravljena v bohinjskih gorah, na Pokljuki (8) in na Jelovici (10, 11) ter na Kaninu (9); neuspešen pa je bil poizkus na Velem polju. Poizkus barvanja v Breznu pri gamsovi glavici (7) je dal zanimiv podatek o smeri in načinu odtekanja globokih vodnih tokov. Omeniti kaže tudi sledenje v Triglavskem breznu (Gams, 1966 b), ki je pokazalo odmakanje proti Bistrici. Barvanje v I. jezeru v dolini Triglavskih jezer je nakazalo odtekanje v smeri proti Zadnjici, sicer pa je bilo opazovanje zelo nezanesljivo.

Preiskovali smo tudi zakrasele Dobrovlje. V Zijalki pod Sv. Urbanom smo obarvali manjši ponikovalni potok, vendar barve v izviru nismo uspeli dočakati. V obrobju Menine smo ob Dreti pod Gornjim gradom (6) opazili požiralnike, v katere je ponikovalo okoli 10 l/sek vode. Pričakovati je bilo, da ta voda napaja bližnje izvire Krope pri Bočni, vendar se je barva pokazala že v nekaj deset metrov oddaljenih izvirih »pri Friclju«, tudi na desnem bregu Drete; vzporedni podzemeljski tok torej. Sicer opazovanja kažejo, da vodno stanje Drete vpliva na pretok zvira Kropa, vendar je bilo med tem poizkusom vodno stanje razmeroma nizko (Novak, 1975).

Območje Idrijskih Ledin so raziskovali v letih 1983 do 1986. Z raziskovanjem so

Tabela 1. Pregled pomembnih sledenj podzemeljskih voda v Sloveniji

Table 1. Important investigations of underground waters in Slovenia

| Požiralnik<br>Ponor | Datum barvanja<br>Date of tracing | Nadm. viš. v m<br>a. s. l. in m | Q<br>l/s | Pojav barve<br>Coloured spring | Datum pojava barve<br>Date of appearance |
|---|---|---|---|---|---|
| **Karavanke** | | | | | |
| 1. Helenski potok | 13. 9. 1960 | 880 | 33 | 2., 14. in 15. obzorje | 13. 9. 1960 |
| 2. Topla | 13. 7. 1961 | 825 | 120 | 11., 14., 15. obzorje | 13. 7. 1961 |
| 3. Potok pod Savškim vrhom | 23. 6. 1969 | 680 | 10 | Izviri v Studenicah | |
| 4. Požiralnik pod Domišaki | 23. 6. 1969 | 370 | cca 2 | Jama Belojača | |
| 5. Požiralnik pri Ceglarju, Topolšica | 17. 11. 1971 | 500 | 8 | Topliški izvir Toplica Vrtina | |
| **Alpe in predgorje** | | | | | |
| 6. Požiralnik Drete pri Friclju | | | | Izvir pri Friclju | |
| 7. Brezno pri gamsovi glavici | 10. 8. 1972 | 1440 | 2 | Bohinjsko jezero, v Ukancu | |
| 8. V mlakah, Pokljuka | 15. 8. 1978 | 1330 | | Studenci | |
| 9. Prestreljeniški podi, Kanin | 9. 8. 1977 | 2180 | | Izvir ob Boki<br>Sušec<br>Potok<br>Žvika<br>Bočič | |
| 10. Talež, Jelovica | 11. 8. 1978 | 700 | | pri Šmelcerju | |
| 11. Blatnica | 19. 10. 1978 | 1040 | | Obrne | |
| 12. Rupe v Zaloki | 11. 4. 1978 | 908 | 0,5 | Ljubija | |
| 13. Voljaršica | 8. 8. 1974 | 700-750 | 10-15 | Izviri Voljaršice | |
| 14. Črna pri Kamniku | 19. 4. 1963 | 538 | 230 | Staro zajetje v Godiču | |
| 15. Potok v Kevdrarski grapi, Hotavlje | 3. 10. 1973 | 550 | 10 | Zg. izvir v zajetju | |
| 16. Potok nad Kopo, Hotavlje | 17. 10. 1973 | 500 | 20 | Sp. izvir v zajetju | |
| 17. Čepovanski dol | 12. 9. 1980 | 595 | 10 | Mrzlek<br>Bokalci<br>Bolter<br>Hotešek | 1. 10.<br>10. 10. |

| Q l/s | Nadm. viš. v m a. s. l. in m | Razdalja v km Distance in km | Višinska razlika v m Altitude differences in m | Čas v urah First passage in hours | Hitrost Velocity cm/s | Barval Author | Vrsta barvila Tracer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 37 | 728 | 0,9 | 152 | 1,40 | 15 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 393 | 1,5 | 487 | 3,40 | 11,3 | | |
| | 375 | | 506 | 6,30 | 6,4 | | |
| 8 | 392 | 3,5 | 433 | 4 | 24,3 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 458 | | 367 | | | | |
| | 290-262 | 2,3 | 380-418 | 104-144 | 0,61-0,44 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| 0,3 | 360 | 0,4 | 10 | 34 | 0,32 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 374,2 | 1,100 | 125,8 | 45 | 0,67 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 374,2 | | | 70 | 0,43 | | |
| | 374,2 | | | 70 | 0,43 | | |
| | | 0,030 | | 4 | 0,2 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 532 | 1,5 | 908 | | | Jamarski klub Železničar | uranin |
| | 630 | 4,4 | 700 | | 1,0 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 530 | | 1665 | | 0,52 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 415 | 4,3-4,5 | | | | | |
| | 359 | | | | | | |
| | 395 | | | | | | |
| | 430 | 1,700 | 270 | | 0,27 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 550 | 2,8 | 490 | | | Geološki zavod Ljubljana | rodamin |
| 100 | 720 | 1,68 | 188 | 23 | 2,02 | Inštitut za raziskovanje krasa | uranin |
| 200 | 650-670 | 0,630 | 50-70 | 12 | 1,45 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| 20 | 432 | 1,1 | 100 | | | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 475 | 0,400 | 75 | 4 | 2,7 | Geološki zavod Ljubljana | 5 kg uranina |
| | 475 | 0,35 | 25 | 4 | 2,4 | Geološki zavod Ljubljana | 5 kg uranina |
| | 48 | 13 | 437 | 444 | 5,81 | Inštitut za raziskovanje krasa | |
| | 57 | 12,6 | | | | | |
| | 245 | 7,6 | | | | | |
| | 220 | 9 | | | | | |

| | Požiralnik<br>Ponor | Datum barvanja<br>Date of tracing | Nadm. viš. v m<br>a. s. l. in m | Q<br>l/s | Pojav barve<br>Coloured spring | Datum pojava barve<br>Date of appearance |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 18. | Jama v Ledinah | 24. 10. 1984 | | 2 | Peklenska grapa<br>izvir Pečnik | |
| 19. | Požiralnik v globinah | 24. 10. 1984<br>4. 6. 1986 | | | Izvir Osojnice | |
| **Dinarski kras** | | | | | | |
| 20. | Križna jama, I. jezero | 1965 | 609,5 | 140 | I. Kitlovo brezno<br>Dežmanov rov<br>Šteberšica | 11. 10. |
| 21. | Križna jama, II. jezero | 1965 | | | I. jezero<br>Šteberšica | |
| 22. | Jama pri Predjami, Ozki rov | 1963 | | | izviri v Severjevi dvorani | |
| | Belšica v Grapi | | | | izviri v Severjevi dvorani | |
| | Mrzlek v Bukovju | | | | izvir v Ozkem rovu | |
| 23. | Mrzla jama, Bločiško polje | 1959 | 602 | | Šteberšica | |
| 24. | Slatna pri Grgarju | 1966 | | | Bokalci | |
| 25. | Vodice, Trnovski gozd | 1982 | 915 | 20 | Divje jezero<br>Podroteja<br>Hubelj (?)<br>Vipava (?) | 11. 11.<br>11. 11.<br>6. 11.<br>6. 11. |
| 26. | Črni Vrh nad Idrijo | 1982 | 680 | 15 | Divje jezero<br>Podroteja<br>Hubelj (1) | 10. 11<br>10. 11.<br>13. 11. |
| 27. | Ločica v Brezovici | 10. 4. 1985 | 510 | 5 | izvir Rižane<br>R-5 | 14. 4.<br>14. 4. |
| 28. | Slov. Gračišče | 10. 4. 1985 | 280 | 5-7 | izvir Rižane | 16. 4. |
| 29. | Smokavska voda | 10. 4. 1985 | 278 | 6 | izvir Rižane<br>Sušec, Sopot (?)<br>Sv. Ivan (?) | 20. 4. |
| 30. | Pogoran v Jezerini | 13. 5. 1986 | 500-520 | 81 | izvir Rižane<br>Osapska Reka<br>izvir v Mlinih (?)<br>Sv. Ivan (?)<br>pri Opatiji (?) | 1. 6. |
| 31. | Hotičina | 13. 5. 1986 | 350 | 8 | izvir Rižane | 1. 6. |

| Q l/s | Nadm. viš. v m a. s. l. in m | Razdalja v km Distance in km | Višinska razlika v m Altitude differences in m | Čas v urah First passage in hours | Hitrost Velocity cm/s | Barval Author | Vrsta barvila Tracer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 2,1 | 270 | 75 | 0,78 | Hidrometeorološki zavod | uranin |
| | | 2 | | 12 | 4,62 | Hidrometeorološki zavod | rodamin |
| | | | | | 35 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 560 | 1,70 | 49,5 | 130 | 1,5<br>0,36 | | |
| | | | | | | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | | 0,120 | 21 | 1 | 2,33 | dr. Habe | uranin |
| | | 1,13 | 49 | 14,5 | 2,16 | | |
| | | 0,250 | | 14,3 | 0,48 | | |
| | | | | | | Štirn | |
| | | 2 | | 48 | 1,15 | Inštitut za raziskovanje krasa | trosi spores |
| 298 m³/s<br>231 m³/s | 302<br>295<br>220<br>98 | 11,9<br>12,4<br>13,5<br>10,0 | 620 | 336<br>327<br>217<br>217 | 35 m/h<br>39<br>62<br>46 | Inštitut za raziskovanje krasa | uranin |
| 2,82 m³/s | 302<br>295<br>220 | 6,1<br>6,5<br>10,0 | | 300<br>300<br>372 | 20 m/h<br>22<br>27 | Inštitut za raziskovanje krasa | rodamin |
| | 49 | 12 | | 132 | 2,8 | Geološki zavod Ljubljana<br>Hidrometeorološki zavod | uranin |
| | 69 | 3,2 | | 156 | 0,5 | Geološki zavod Ljubljana | rodamin |
| | | 4 | | 252 | 0,3 | Geološki zavod Ljubljana | bakteriofagi |
| | 69 | 16 | | 440<br>511 | 0,97 | Geološki zavod Ljubljana | rodamin |
| | 69 | 12,5 | | 482 | | Geološki zavod Ljubljana | bakteriofagi |

| | Požiralnik<br>Ponor | Datum barvanja<br>Date of tracing | Nadm. viš. v m<br>a. s. l. in m | Q<br>l/s | Pojav barve<br>Coloured spring | Datum pojava barve<br>Date of appearance |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 32. | Velika voda v Malih Ločah | 13. 5. 1986 | 500 | 79 | Rižana (?)<br>Osapska Reka<br>Mlini (?)<br>Sv. Ivan (?) | 3. 6. |
| 33. | Dane pri Vodicah | 6. 5. 1987 | 590 | 5 | Opatija izviri pri Admiralu in Kristalu | 17. 5. 1987 |
| 34. | Račiške dane | 6. 5. 1987 | 470 | 80 | Opatija<br>Medveja, avtokamp | 23. 5. 1987<br>19. 5. 1987 |
| 35. | Movraž | 6. 5. 1987 | 170 | 10 | izvir v Mlinih<br>Bolaž Sv. Stepan | 7. 5.<br>12. 5. |
| 36. | Bela nad Vrhniko | 30. 6. 1968 | | | Kožuhov studenec | |
| 37. | Majerjeva grapa, Zaplana | 16. 7. 1970 | 520 | 70 | Hribski potok | |
| 38. | Korita | | | | Primčev in Bačkajev studenec | |
| 39. | Podpeška jama | 1982 | 437 | 10 | Šica, M. Račna izviri Krke | |
| 40. | Ravniščica, Bloke | 1981 | 728 | | Izviri pri Mramorovem | |
| 41. | Črmošnjice | 1983 | 195 | 2 | Radeščica | |
| 42. | Tržiščica | 1984 | | 194 | Podpeška jama (?)<br>Globočec<br>Tominčev studenec<br>Šica-Dvor | |
| 43. | Priseljski potok | 1985 | 375 | | Obrh-Metlika<br>Metličica (?)<br>Vušivec (?) | |
| 44. | Sušica | 1986 | 463 | | Obrh<br>Metličica<br>Vušivec (?) | |
| 45. | Vratnica , Velike Lašče | 1987 | | 8 | Šumnik<br>Peči | |
| 46. | Vodna jama v Klinji vasi | | 475 | | Tominčev studenec<br>Obrh<br>Radeščica | |
| 47. | Rpača v Strugah | 6. 4. 1987 | 409 | 0,3 | Globočec | 24. 4. 1987 |

| Q l/s | Nadm. viš. v m a. s. l. in m | Razdalja v km Distance in km | Višinska razlika v m Altitude differences in m | Čas v urah First passage in hours | Hitrost Velocity cm/s | Barval Author | Vrsta barvila Tracer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 69 | 17,5 | | - 511 | - 0,92 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | | 26 | | 268 | 2,6 | Geološki zavod Ljubljana | rodamin |
| | | 22<br>26 | | 426<br>310 | 1,50<br>2,6 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | | 1<br>9,5 | | 24<br>148 | | Geološki zavod Ljubljana | bakte-riofagi |
| | | 2 | 50 | 50 | 1,1 | Inštitut za raz-iskovanje krasa | |
| | | 5,7 | 220 | 47 | 3,3 | Inštitut za raz-iskovanje krasa | |
| | | 1,7 | 125 | 36-46 | 1,3 | Inštitut za raz-iskovanje krasa | |
| | 321<br>230 | 6,4 | | 80<br>96 | 2,22<br>1,85 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 684 | 2,25 | | 22 | 2,84 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 175 | 3,8 | 20 | 12 | 8,79 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| 40<br>540 | 437<br>251<br>171<br>179 | 8,0<br>13,5<br>21<br>21 | 68<br>205<br>330 | 7,5<br>68,5<br>56,5<br>57,0 | 29,6 (?)<br>5,51<br>10,2<br>10,2 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 141<br>136<br>140 | 5,6<br>5,3<br>5,5 | 234<br>239<br>235 | 48<br>96<br>192 | 3,24<br>1,5<br>0,79 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 141<br>136<br>140 | 6,75<br>7,0<br>7,1 | 322<br>327<br>323 | 480<br>312<br>312 | 0,39<br>0,62<br>0,68 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| 14<br>15 | | 0,8<br>1,15 | 30<br>33 | 12,5<br>20,0 | 1,27<br>1,59 | Inštitut za raz-iskovanje krasa | |
| | 171<br>172<br>175 | 16,4<br>15,8<br>15,5 | 304<br>303<br>300 | | | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 251 | 0,9 | 158 | 429 | 0,06 | Geološki zavod Ljubljana | uranin |

| Požiralnik<br>Ponor | Datum barvanja<br>Date of tracing | Nadm. viš. v m<br>a. s. l. in m | Q<br>l/s | Pojav barve<br>Coloured spring | Datum pojava barve<br>Date of appearance |
|---|---|---|---|---|---|
| 48. Rakitna | 25. 11. 1986 | 780 | 60 | Ponikve, pod Štango<br>Ponikve<br>Malnarjev graben<br>Strojarček<br>Zatlerjev izvir | |
| 49. Željnske jame | 12. 4. 1988 | 465 | 60 | Obrh Radeščice | 30. 4. |
| 50. Koprivnik | 8. 4. 1988 | 610 | 10 | Dolski potok | 19. 4. |
| 51. Kačji potok | 12. 4. 1988 | 540 | 8 | Obrh Radeščice<br>Obrh | 29. 4.<br>8. 5. |
| 52. Rinža | 12. 4. 1988 | 460 | 30 | Bilpa | 29. 4. |
| **Osameli kras** | | | | | |
| 53. Požiralnik v Vrtačah | 1974 | 370 | | Vzhodni rov v jami Pekel | |
| 54. Rupe pod Kalami | 2. 5. 1976 | 350 | | Vzhodni rov v jami Pekel | 2. 5. 1976 |
| 55. Rupe pri Miklavžu | 16. 5. 1976 | 345 | 0,5 | Vzhodni rov v jami Pekel | |
| 56. Rupe pod Krpeličnikom, Krško | 13. 11. 1987 | 345 | 3 | Srednik pri Senuši | 14. 11. |
| 57. Rupe pod Kalcami, Krško | 13. 11. 1987 | 370 | 3 | Srednik pri Senuši | 15. 11. |

želeli ugotoviti prispevno območje posameznih izvirov. S sodelovanjem HMZ so barvali v Ledinah in ugotovili, da se je barvilo pojavilo v izvirih v Peklenski grapi; voda, ki ponikuje v požiralnike v Globinah severozahodno od Ledin, pa se je pojavila v izviru Osojnice (18, 19) (Feher, 1987).

V območju Volake na jugozahodnem pobočju Blegoša se potok izgublja v zelo razpokanem apnencu (13). Nikjer ni opaziti izrazitega požiralnika. Okoli 500 m nižje se pojavlja voda v nizu izvirov, deloma na levem, deloma na desnem boku doline. Najmočnejši od izvirov daje tudi do 200 l/s in več vode. Obarvali smo potok pred cono prenikanja, barva pa se je pojavila na nekaterih izvirih že naslednjo noč. Največji izvir je sprejemal največ vode iz potoka, ki ponikuje, skrajna dva izvira na levem in

| Q l/s | Nadm. viš. v m a. s. l. in m | Razdalja v km Distance in km | Višinska razlika v m Altitude differences in m | Čas v urah First passage in hours | Hitrost Velocity cm/s | Barval Author | Vrsta barvila Tracer |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 160 | 295 | 5,4 | 485 | 28 | | Geološki zavod Ljubljana | uranin |
| | 295 | 5,43 | 485 | 43 | | | |
| 250 | 294 | 6,85 | 486 | 69 | | | |
| 5 | 293 | 7,2 | 487 | 69 | | | |
| 5-6 | 290 | 7,5 | 490 | 120 | | | |
| 3100 | 175 | 14,7 | 290 | 426 | 0,98 | Inštitut za raziskovanje krasa | eozin |
| 1063 | 190 | 10,8 | 420 | 258 | 1,16 | Inštitut za raziskovanje krasa | rodamin |
| 3120 | 175 | 19 | 365 | 331 | 1,61 | Inštitut za raziskovanje krasa | bakteriofagi |
| 1640 | 172 | 20 | 368 | 619 | 0,89 | | |
| 750 | 196 | 11,5 | 264 | 403 | 0,79 | Inštitut za raziskovanje krasa | uranin |
| 10-20 | 275 | 0,75 | 95 | 4 | 5,2 | Turistično društvo Šempeter v Savinjski dolini | uranin |
| 10-20 | 275 | 0,95 | 75 | 10 | 1,88 | Turistično društvo Šempeter v Savinjski dolini | uranin |
| 10-20 | 275 | 0,70 | 91 | 22 | 0,88 | Turistično društvo Šempeter v Savinjski dolini | uranin |
| | 180 | 2,1 | | 30 | 1,9 | Geološki zavod Ljubljana | rodamin |
| | | 2,4 | | 29 | 2,3 | Geološki zavod Ljubljana | |

desnem bregu pa nista bila obarvana. Različna je bila tudi trdota vode (Novak, 1976). To območje sedaj izkorišča škofjeloški vodovod.

Kazalo bi omeniti tudi poskuse z barvanji v zaledju zajetij za škofjeloški vodovod pri Hotavljah (15, 16), kjer smo iskali vzroke, zakaj se voda v zajetjih kali. Ugotovili smo, da v zajetja pritekata dve manjši občasni ponikalnici, ki spirata snovi s površja.

Ker dotekanje vode v bohinjski predor predstavlja znaten problem, so skušali ugotoviti izvir teh voda. Hidrometeorološki zavod je leta 1966 barval manjši ponikajoči potok na Ravenski planini pod Črno prstjo. Obarvana voda se je pojavila na izviru Bistrice, kasneje pa tudi v dveh izvirih v železniškem predoru. Kaže, da je Bistrica glavni odvodnik vode večjega dela Bohinjskega grebena.

## Osameli kras

V območju osamelega krasa imamo vrsto raziskav na značilnih manjših kraških področjih. Raziskano je bilo zaledje izvira v Studenicah pod Bočem (Novak, 1974, 1975, 1983 a) (3, 4).

Na Ponikvanski planoti v Savinjski dolini so bila tri sledenja, ki so pokazala, da je zaledje izvira v jami Pekel zelo široko (53, 54, 55) (Novak, 1977). Tudi zaledje izvira Ljubije pod Menino je nakazala ta raziskovalna metoda. (Kranjc, 1979) (12).

Preiskovali so tudi zaledje izvirov v Topolšici, ki pritekajo izpod zakraselega Loma (5). Ugotovljeno je bilo, da jih napaja potok Strmina, ki priteka s tonalita in neprepustnih kamnin in ponikuje v zgornjem delu soteske v požiralniku pri Ceglarju. Barva se je po okoli 45 urah pojavila v hladnem in zajetem Topliškem in v sosednjem izviru, ki smo ga imenovali Izvir v strugi. Po približno 70 urah se je obarvana voda pojavila tudi v topli Toplici in v vodi, ki je tekla iz vrtin, izvrtanih za topliško zgradbo. Koncentracija barve je bila v teh izvirih znatno nižja (Novak, 1975).

V okviru hidrogeoloških raziskav za oskrbo občine Krško z vodo je bilo v letu 1988 opravljeno dvojno sledenje na nekaterih ponikalnicah, ki jih je v posameznih globokih dolinah kar precej. Dve od njih napajata enega od večjih izvirov pri Senuši (Petauer, 1988) (56, 57).

## Notranjski kras

V Križni jami je bil leta 1965 poleg požiralnika v Dežmanovem rovu (Novak, 1969 b) obarvan tudi požiralnik drugega jezera (20, 21, 23). Obarvana voda se je pojavila v prvem jezeru in teden dni kasneje zopet v Šteberščici. Niso pa bila opazovana jezera v Kittlovih breznih.

Tudi na Notranjskem je še več manjših barvanj, ki jih dosedanja literatura ni upoštevala. Omeniti velja raziskave v območju Jame pri Predjami (Michler, 1952; Savnik, 1955, 1959), potoka v Severjevi dvorani, potoka v Ozkem rovu, Belščice in Mrzlenka pod Bukovjem (Habe, 1970, 1976), s katerimi so bile razjasnjene nekatere še nedokazane vodne zveze. Brez uspeha sta bili sledenji ponikalnice v Studenem v letih 1954 in 1957 (Habe, 1976). Opazovani so bili potoki ob podzemeljski Pivki (22).

Gams, omenja (1966 a) sledenje s soljo in trosi, s katerimi je iskal in dokazoval povezavo M. Karlovice, V. Karlovice in Svinjske jame z izviri v območju Zeljških jam in Kotličev. Obe sledenji omenja tudi Čadeževa (1973). Leta 1966 so s trosi iskali povezavo območja Vodic in Slatine pri Grgarju (24) z izviri ob Soči. Domnevajo zvezo z izvirom Bokalci (Habič, 1966). Tudi vodo v Jazbenu so obarvali (leta 1958), vendar barve na površju niso zasledili. Domnevajo odtekanje proti Mrzleku (Hribar & Habič, 1959). Leta 1980 so raziskave na Banjški planoti obnovili. Obarvali so potok v Čepovanskem dolu (17). Barva se je pojavila na površju v Mrzleku, Hotešku in Bolterju (Habič, 1982 b).

Omeniti kaže, da je bilo leta 1984 ponovljeno sledenje Uzmanke. Potrjeni so bili pri Šerku povzeti podatki. Pri raziskavah za oskrbo z vodo Cerknice in njenega zaledja je bilo ugotovljeno, da Ravniščica (43) izpod Ravnika na Blokah odteka v izvir pod Mramorovim (Novak, 1983c).

V okviru študije o oskrbi z vodo Vrhnike so raziskali zaledje Bele. Barvali so jo pod Lintvernom, nad mestom, kjer prenika v naplavino. Obarvana voda se je znova

pokazala v Kožuhovem studencu. Obarvali so tudi vodo v Majerjevi grapi pod Zaplano. Tudi ta se je pokazala v Hribskem potoku. Voda iz Korit nad Staro Vrhniko se je pokazala v Primcovem in v Bečkajevem studencu (Habič, 1976) (36-38).

V območju nad Planinsko jamo so skušali ugotavljati hitrosti prenikanja skozi 100 m debelo cono apnenca do podzemeljskega rova Planinske jame. Sledilo, ki so ga uporabili, je potovalo le dve uri. Poizkus so ponovili še po izdatnejših padavinah (Habič, 1979; Kogovšek, 1981).

Institut za raziskovanje krasa je razširil raziskave na območje, od koder se raztekajo podzemeljske vode v porečje Idrijce in Ljubljanice, kar so nakazale že raziskave v okviru SUWT*.

Ponikalnice na Vodicah v Trnovskem gozdu (25-26) odtekajo, kot kaže, v izvire pod Rotejo in v Divje jezero, deloma tudi v Hubelj. Raziskovalci pa dopuščajo tudi možnost odtekanja proti izvirom Ljubljanice. Istočasno obarvani potok na Črnem vrhu nad Idrijo, kamor odteka tudi kanalizacija, se je pojavil v istih izvirih ob Idrijci, bržkone pa tudi v Hublju (Habič, 1987).

Primer raztekanja omenja Habič (1987) tudi z Vojskarske planote, kjer so se podzemeljske vode ob raziskavah pred leti, o čemer pa ni objavljene dokumentacije, pojavile tako ob Idrijci kot ob Kanomljici.

## Dolenjski kras

V novejšem času smo intenzivno raziskovali zaledje izvirov ob Krki in v Beli krajini (Novak, 1987). Obarvan je bil potok v Podpeški jami (39) in ugotovljena je bila zveza z izviri Šice pri Račni in z izviri Krke. Leta 1984 smo obarvali vodo v požiralniku Tentere (42), barvo pa zasledili v Podpeški jami, še isti dan in vse naslednje dni; v Polterci in na Globočcu po 3 oziroma 10 dneh, celo v Šici in Tominčevem studencu pa po 5 oziroma 6 dneh. Rezultat je presenetljiv pa bi kazalo barvanje ob priložnosti ponoviti – morda ob nižjem vodnem stanju.

Leta 1983 smo raziskovali zaledje Obrha Radeščice pri Podturnu. Ugotovljeno je bilo – sicer le z nekaj vzorci, vendar bi ugotovitve težko izpodbijali –, da voda Črmošnjice (41) izpod Občic napaja Obrh Radeščice. Zaledje tega izvira se je tako razširilo tja do Srednje vasi in Brezja. Poleg tega je znana že desetletja stara zanesljiva ugotovitev, da voda iz Željnskih jam v strnjenem toku priteka v Radeščico. Kasnejše analize sedimentov v sosednjih izvirih, ki jih je v okviru regionalnih hidrogeoloških raziskav opravil Geološki zavod, so v izviru na Kočevskih Poljanah in v Obrhu našle le redka zrna premoga (Novak, 1987).

Pomembno je bilo tudi barvanje potoka v Vodni jami pri Klinji vasi (46). (Objekt je znan po tem, da vanj odteka neprečiščena gnojnica iz bližnje farme prašičev). Vodna jama je člen v sistemu plitvo pod površjem potekajočih potokov na severnem robu kočevske premogovne kadunje. Podzemeljski tokovi od tam hitro padejo v globlje cone roškega masiva. Barva iz Vodne jame se je pojavila na Tominčevem studencu in v Obrhu Radeščice, nezanesljiv, vendar možen pa je pojav barve v Obrhu (Novak, 1987).

Leta 1986 smo opravili barvanje v požiralniku Rpača v Strugah (47). Barva se je po 18 dneh pojavila v Globočcu. S tem je bilo ugotovljeno zaledje tega izvira tudi v Strugah, vsaj pri nižji vodi (Grm & Novak, 1989).

*Symposium of underground water tracing, 1976.

Odtekanje Vratnice pri Velikih Laščah (45) so sledili s soljo (Kogovšek & Kranjc, 1987; Kranjc & Kogovšek, 1987). Potrdili so domnevo, da voda teče skozi jamo Šumnik v izvir Peči ob Rašci.

Ponovljeno je bilo barvanje potoka na Rakitni (48), ker o barvanjih v povojnem obdobju ni na voljo nobene dokumentacije. Barva se je po pričakovanju pojavila v zajetju Strojarček, v Ponikvah in v nižje ležečih izvirih. Žal je bilo opazovanje ustavljeno prej, kot bi se obarvana voda morda lahko pojavila v toplem Padarjevem izviru (Novak & Rogelj, 1987).

V Beli krajini smo z barvanjem Priseljskega potoka in Sušice (43, 44) dokaj natančno določili padavinsko zaledje metliškega Obrha. Seveda so ostale nerešene še nejasnosti o odtekanju Sušice iz nižje ležečih požiralnikov v Trnovcu (Novak, 1989).

Barvanje Vrčice v Vrčici ni dalo rezultata. Inštitut za raziskovanje krasa SAZU je izvedel obsežnejši sledilni poskus, ki naj bi določil padavinsko zaledje večjih izvirov v Beli krajini.

Ponovno so barvali v Željnskih jamah (49) in prišli do enakega rezultata kot pred desetletji. Ponovno so obarvali tudi požiralnike Rinže (52) in tudi tam rezultat ni bil drugačen kot leta 1956. Barva se je pojavila v izviru Bilpa. Iz Koprivnika se je barva po 12 dneh pojavila v Dolskem potoku (50) v Dolu, Obrh Radeščice pa se napaja iz požiralnika Kačjega potoka (51) na severnem robu Šibja.

V prvi polovici marca 1985 se je pojavil dotok vode na obzorju – 40, na zahodni strani premogišča v Kanižarici. Voda je pritekala ob zaglinjenem prelomu in je bila močno kalna. Nekako nad tem prelomom teče na površju manjši potok. Ob potoku se je pred časom v bližini stare transformatorske postaje udrlo, luknja pa je ostala suha. Marca tega leta smo speljali vodo potoka v ta udor; pretok smo ocenili na okoli 5 l/s. Ugotovili smo, da se je barva po treh urah pojavila v izviru v ciganskem naselju, oddaljenem nekaj sto metrov. Izvir je v gozdu, od koder je voda odtekala proti potoku Dobličica. V jami se barva ni pojavila.

## Primorski kras

Na Primorskem krasu je bila v okviru raziskav za oskrbo z vodo na Krasu in v zaledju Rižane uporabljena ta metoda pri določevanju smeri pretakanja vode v vrtinah. Rezultati so bili pozitivni in metoda ocenjena kot uspešna tudi v takih razmerah.

Raziskave so se začele že leta 1982 (Krivic, 1987 a, 1987 b). Izvrtanih je bilo več vrtin in vodnjakov, povezave med njimi so raziskovali z barvanjem npr. leta 1985, ko so ugotovili zvezo med V-22 in izvirom, ter leta 1987, ko so ugotovili povezavo med P-25 in vodnjakom R-8. Tedaj so zabeležili tudi znatno zaostajanje sledila v podzemlju v območju piezometra 25.

Omeniti je še kombinirane sledilne poskuse v zaledju izvira Rižane (27-25), sledenje v Gračiškem in Movraškem polju ter na ponikalnicah v Matarskem podolju. O tem bo izdelana posebna študija (Krivic et al., 1987). Potrjeni so bili rezultati Timeusovega (1910, 1928) sledenja Brašnice. Ugotovljeno je bilo tudi, da se proti izviru Rižane odmakajo ponikalnice iz Brezovice, Slovenskega Gračišča in ona v Smokavski vali. Od tam pa se voda odteka tudi proti izviru Mlini in verjetno Sv. Ivanu pri Buzetu. Raziskave so bile razširjene še proti vzhodnim ponikalnicam, Pogoranu v Jezerini, ponikalnici v Hotičini, Veliki vodi pri Malih Ločah, v Dane pri

Vodicah in Račiške dane ter v uvalo Movraž. Tako so razmejili padavinsko območje Rižane in Kvarnerskega zaliva od povodja istrske Mirne.

Tržaški jamarji so preiskovali požiralnike v Lokah pod Ocizlo in ponovno opravili sledilni poskus. Potrdili so Timeusove ugotovitve, da se ta voda ponovno pojavlja na površju v izvirih pri Boljuncu. Raziskovali so tudi ponikanje Glinščice pod slapom Sopot. Ugotovili so, da se voda pojavlja nekaj nižje v izvirih na desnem in na levem bregu potoka (Sancin, 1988).

## Sklepi

Sledenja ponikalnic so skušala opredeliti potek razvodnic med porečji naših večjih rek in med zaledji posameznih izvirov, ki so že zajeti v oskrbo z vodo ali pa so za ta namen primerni.

V okviru take študije ugotavljamo tudi stopnjo ogroženosti podzemeljske vode zaradi onesnaženja in zatem opredeljujemo potrebne sanacijske ukrepe.

Sledenja zadnjih let potrjujejo opazovanja o različnih hitrostih podzemeljskih tokov, posebno proti izvirom ob Krki. Pojavlja se potreba po podrobnejši geološki preučitvi neposrednega zaledja Tominčevega studenca in izvirov ob Krki. Obrh je eden od perspektivnih izvirov tega ozemlja. Njegovo zaledje je med območjem, ki se steka k Tominčevem studencu, in onim, ki se odmaka v Obrhu Radeščice. Slednji je za oskrbo z vodo najbolj neprimeren izvir. Vanj se stekata severno obrobje kočevske kadunje in zaledje Črmošnjice.

Sledenja so ugotovila medsebojno povezanost sicer bolj ali manj ločenih vodnih tokov. Povezava se pojavlja glede na vodno stanje. Križanja podzemeljskih vodnih tokov doslej še nismo ugotovili, ob višjih vodah pa se pojavlja raztekanje podzemeljske vode v različna porečja. Razvodnice so v krasu odvisne od sprememb vodnega stanja.

V dosedanjih raziskavah je Gams (1965) podčrtal pomen hidrografske strehe na nekaterih področjih našega krasa npr. v Posavskem hribovju, hribovju med Krimom in Kolpo, na zg. Pivki in Brkinih. Čadeževa je (1973) v prikazu sledilnih poizkusov v porečju Ljubljanice poudarila opazovanje, da večina podzemeljskih tokov sledi smerem predkraškega površinskega odtekanja. Opozorila je še na območja, od koder manjkajo podatki o podzemeljskem odtoku, npr. na Bloški planoti, v Snežniku in v Hrušici. Poudarila je potrebo po ponovitvah sledenj ob drugačnem vodnem stanju.

S kombiniranim poskusom v Sloveniji med letoma 1972 in 1975 je bilo zbranih še mnogo drugih podatkov, npr. meteoroloških, hidroloških, kemičnih in speleoloških. Uporabljenih je bilo 14 sledil. Poskus je pokazal na raztekanje podzemeljskih voda v območju Hotenjke, od koder teko vode proti Idrijci in proti izvirom Ljubljanice. Potrjen je bil neposredni odtok cerkniških voda v izvire Bistre. Hiter podzemeljski pretok s Planinskega in Cerkniškega polja proti izvirom Ljubljanice kaže na izdelano in sklenjeno podzemeljsko strugo, ki se cepi v več rokavov šele pred izvirom. Večji vodni kanali so koncentrirani v obrobju Logaške planote med Planinskim poljem in Barjem.

Povečala se je tudi uporaba različnih sledil, ekološko ne vedno povsem opravičljivih, vendar pa ostajajo uranin in njemu podobna barvila še najbolj razširjena in uporabna snov.

Kranjc in Kogovšek (1987) sta uporabila tudi analizo sedimentov in z njo določala pripadnost Vratnice izviru Peči. S to metodo so se ukvarjali že prej, tudi

Kranjc (1982) v območju Male gore, za določanje zaledja Kotnice (Novak, 1969 a) in Hočevar (Kranjc, 1982) za sklepanje na zaledje voda v Podpeški jami. Metodo lahko uspešno dopolnjujemo z razgibanim režimom trdot, kar kaže na ponikalnice v zaledju.

Strmec podzemeljskega toka ali podzemeljske vode lahko določujemo le na osnovi nadmorske višine požiralnikov in izvirov, hitrost pa na podlagi podatkov o barvanjih. Ti podatki veljajo le za določen podzemeljski tok, ki je odvisen tudi od trenutnega vodnega stanja. Ob višjem vodnem stanju so hitrosti večje, največje ob srednjem vodnem stanju, ob suši so manjše. Prav tako se spreminjajo strmci, ki so ob višjem vodnem stanju manjši, ker se napolnijo razpoke v neki coni in se dvigne piezometrična ravnina, na izvirih pa se izteka le s prepustnostjo ozemlja in struge v podzemlju možna vodna količina. Razgibana podzemeljska struga s svojimi ožinami prepušča le neko »maksimirano« količino, viški pa zastajajo in poplavljajo. Strmec in hitrost sta na krasu le navidezna; v večini primerov ni znana točna podzemeljska pot in za izračun jemljemo le zračno razdaljo med požiralnikom in izvirom. Vijugavost, podzemeljska jezera in sifoni niso upoštevani. Hitrost pretakanja je po predvojnih podatkih med 0,3 in 8,5 cm/s, nove raziskave pa kažejo na Notranjskem 0,2-6,6, Dolenjskem 0,17-29,6, v Alpah med 0,02-24,0 in na osamelem krasu 0,88-5,2 cm/s.

Hitrost je odvisna od vodnega stanja, le redko pa lahko po manjši hitrosti sklepamo na režim, izdelanost in sklenjenost podzemeljske struge podzemeljskega vodnega toka in hidrodinamično cono odtoka. Manjša hitrost dokazuje večjo vijugavost podzemeljske struge in njeno manjšo prepustnost ter daljšo pot v spletu manjših in številnejših razpok. Značilna je velika hitrost odtekanja brkinskih ponikalnic proti Rižani. Predvsem na Primorskem so ugotovili, da se sledila lahko dalj časa zadržujejo v podzemlju in je lahko val obarvanja zelo podaljšan.

Nepreiskana ali slabo preiskana so ostala še številna območja. Brez potrebnih raziskav je dokaj pomembno ozemlje Krškega hribovja in Gorjancev (Novak, 1987). Odprte so nejasnosti v območju Radulje, manjkajo podatki s kraških planot predalpskega hribovja, Dobrovelj, Jelovice in Menine.

## Recent tracings of karstic waters in Slovenia

A first critical account of investigations was given by Šerko (1946), who revised the results of the pre-war dyeing attempts of the sinking rivers in Slovenia. The first post-war experiments were summarized by Gams (1965). A review of the dyeing afforts wad done also on the occasion of a combined tracing experiment within the Ljubljanica river basin (Bauer et al., 1976; Čadež, 1973). In this paper are given the results of experiments not comprised in the quoted publications, or which were carried out at a later time mainly in connection with some applied investigations.

The tracing of the sinking rivers after 1965 were aimed to define the courses of the water-sheds dividing river basins, as well as hinterlands of some particular springs already captured for water supply or suitable for such a purpose. Within the framework of these investigations proper attention was paid also to the degree of potential threat of pollution to the groundwaters. Accordingly, the hinterland pertaining to the Tominec spring close to Krka river was defined in detail; it was specified in the same way also for the Radeščica Obrh spring as well as for some other springs.

Tracings succeded in defining the hydrologic link between some more or less

separated water-courses. The connection depends on the position of the water table. On the status of the water-level depends also the velocity of the underground percolation, which indicates also the laboration of the underground spaces and the interconnection of channels and streams. The manifold underground channels featuring narrows, underground lakes and syphons allow only a "maximized" volume to pass, with surplus waters owerflowing and flooding.

The tracers employed in karstic regions of the Slovenian littoral were found to persist in underground for quite a long time, with periods of coloured water flow very extended.

The velocities of underground water flows, as determined by recent investigations, are very variable: for the Notranjska region, 0.2 to 6.6 cm/s, for the Dolenjska region 0.17 to 29.5 cm/s, in the Alpine region 0.02 to 24.0 cm/s, and in the isolated karst areas 0.86 to 5.2 cm/s.

There are some parts of Slovenia not yet – or poorly only – investigated. Such areas are within the Krško hills and in the Gorjanci mountain. Additional investigations are needed also in the Alpine regions and in the subalpine Karstic plateaus.

## Literatura


Bauer, F., Behrens, H., Bernot, F., Bukvič, B., Buser, S., Dechant, M., Drobne, F., Gospodarič, R., Habič, P., Hötzl, H., Hribar, F., Käss, W., Kolbezn, M., Krivic, P., Lewicki, F., Maurin, V., Miserez, J. J., Koser, H., Mozetič, M., Pičinin, P., Pirš, M., Rajner, V., Rank, D., Stichler, W., Tratnik, M., Verbovšek, R., Zötl, J. G., Zupan, Martina, Zupan, M., & Žibrik, K., 1976, Markierung unterirdischer Wässer. Untersuchungen in Slowenien 1972-1975. Steir. Beitr. zur Hydrogeol., Sonderheft, Graz.

Čadež, N. 1966, Poročilo o barvanju potočka na Ravenski planini leta 1966. Arhiv Železniškega transportnega podjetja Postojna, Ljubljana.

Čadež, N. 1973, Dosedanji sledilni poizkusi v porečju Ljubljanice. Medn. simp. sled. podz. voda. Poročila *1*, Ljubljana.

Feher, D. 1987, Hidrogeološke razmere Ledinske planote. Diplomska naloga. Montanistika, FNT, Ljubljana.

Gams, I. 1965, Aperçu sur l'hydrologie du Karst slovène et sur ses communications souterraines. Naše jame, *7*, 51-60, Ljubljana.

Gams, I. 1966 a, K hidrologiji ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Cerkniškim poljem. Acta carsol., *4*, 5-54, Ljubljana.

Gams, I. 1966 b, Poročilo o barvanjih v Dimnicah in Triglavskem breznu. Acta carsol., *4*, 151-154, Ljubljana.

Gospodarič, R. & Štrucl, I. 1983, Hidrogeološke raziskave na Peci. Koroški fužinar, *33/3*, 24-25, Ravne na Koroškem.

Grm, A. & Novak, D. 1989, Vodne razmere na Dobrepolju in v Strugah. Naše jame, *31*, 15-25, Ljubljana.

Habe, F. 1970, Predjamski podzemeljski svet. Acta carsol., *5*; 5-14, Ljubljana.

Habe, F. 1976, Morfološki, hidrografski in speleološki razvoj v studenškem flišnem zatoku. Acta carsol., *7;* 141-213, Ljubljana.

Habič, P. 1966, Hidrologija krasa med Idrijco in Vipavo. Arhiv Inštituta za raziskovanje krasa, Postojna.

Habič, P. 1976, Hidrogeološke značilnosti povodja Bele pri Vrhniki in problemi izrabe kraške vode za oskrbo. Acta carsol., *7;* 215-256, Ljubljana.

Habič, P. 1979, O delu Inštituta za raziskovanje krasa v letih 1977-1978. Geografski vestnik, *51*, 159-164, Ljubljana.

Habič, P. 1982 a, Pregledna speleološka karta Slovenije. Acta carsol., *10*, 5-22, Ljubljana.

Habič, P. 1982 b, Kraški izvir Mrzlek, njegovo zaledje in varovalno območje. Acta carsol., *10*, 45-73, Ljubljana.

Habič, P. 1987, Sledilni poizkus na kraškem razvodju med Idrijco, Vipavo in Ljubljanico. Acta carsol., *16*, 105-118, Ljubljana.

Habič, P. & Hribar, F. 1960, Jazben, Naše jame *1, 2*, 58-64, Ljubljana.
Kogovšek, J. 1981, Vertikalno oticanje vode na področju Planinske jame. Naš krš, *25/6*, 10-11, 125-128, Sarajevo.
Kogovšek, J. & Kranjc, A. 1987, Kam teče Predvratnica. Naše jame *29;* 39-42, Ljubljana.
Kranjc, A. 1979, Kras v povirju Ljubije. Geografski vestnik, *41*, 31-42, Ljubljana.
Kranjc, A. 1982, Istorijske metode istraživanja voda na Dolenjskem (Slovenija). Naš krš, *6*, 3-10, Sarajevo.
Kranjc, A. & Kogovšek, J. 1987, Kras v okolici Velikih Lašč, Dolenjski kras, *2*, 31-35, Novo mesto.
Krivic, P. 1987 a, Hidrogeološke raziskave povodja Rižane in Osapske reke, II. faza. Arhiv Geološki zavod, Ljubljana.
Krivic, P. 1987 b, Hidrogeološke raziskave povodja Rižane in Osapske reke. Arhiv Geološki zavod, Ljubljana.
Krivic, P., Bricelj, M., Trišič, N. & Zupan, M. 1987, Sledenje podzemnih vod v zaledju Rižane. Acta carsol. *16/4*, 83-104, Ljubljana.
Krivic, P., Bricelj, M. & Zupan, M. 1990, Podzemne vodne zveze na področju Čičarije in osrednjega dela Istre. Acta carsol., *18* (1989) 265-295, Ljubljana.
Michler, I. 1952, Barvanje ponikalnice Lokve pri Predjami. Proteus, *14;* 338-342, Ljubljana.
Novak, D. 1962, Kraške pojave v porječju Meže, Geogr. glasnik, *24*, 39-50, Zagreb.
Novak, D. 1964, Hidrogeologija območja Gozda nad Kamnikom. Naše jame, *6;* 20–25, Ljubljana.
Novak, D. 1969 a, Izvir Kotnice in njegovo hidrografsko zaledje. Varstvo narave, *6*, 25–36, Ljubljana.
Novak, D. 1969 b, O barvanju potoka v Križni jami. Geogr. v., *41*, 75–79, Ljubljana.
Novak, D. 1971, Prispevek k hidrogeološkemu raziskovanju rudišč. Arhiv za rud. i tehnol., *9*, 15–16, Tuzla.
Novak, D. 1974, Osameli kras v podravskem delu SR Slovenije. Acta carsol., *6*, 57–78, Ljubljana.
Novak, D. 1975, Prispevek k sledilnim poizkusom v Sloveniji. Nova proizvodnja, *26*, 129–133, Ljubljana.
Novak, D. 1976, Hidrogeološka opazovanja v Volaki. Loški razgledi, *23*, 182–185, Škofja Loka.
Novak, D. 1977, Hidrogeološke razmere v zaledju jame Pekel. Naše jame, *18*, 23–30, Ljubljana.
Novak, D. 1979, Sledenje podzemeljskih kraških voda v Alpah. Naše jame, *20*, 37–40, Ljubljana.
Novak, D. 1983, Nekaj opazovanj Studeniškega potoka pod Bočem, Bistriški zbornik, I; 507–509, Slovenska Bistrica.
Novak, D. 1983 b, Barvanje potoka v Podpeški jami. Naše jame, *25*, 75, Ljubljana.
Novak, D. 1983 c, Barvanje Ravniščice na Blokah. Naše jame, *25*, 76, Ljubljana.
Novak, D. 1984, Barvanje Črmošnjice. Naše jame, *25*, 95–96, Ljubljana.
Novak, D. 1985, Izvir Globočec in njegovo zaledje. Naše jame, *27*, 5–9, Ljubljana.
Novak, D. 1987, Podzemeljski vodni tokovi na Dolenjskem. Dolenjski kras, *2*. JK Vinko Paderšič-Barteja, 23–27, Novo mesto.
Novak, D. 1989, Hidrogeološke razmere v zaledju izvira Obrh pri Metliki. Naše jame, *31*, 7–14, Ljubljana.
Novak, D. & Rogelj, J. 1987, Odtekanje vode z območja Rakitne. Naše jame, *29*, 17–22, Ljubljana.
Petauer, D. 1988, Hidrogeološke raziskave območja občine Krško za potrebe vodooskrbe do leta 2050, II. faza. Arhiv Geološki zavod, Ljubljana.
Sancin, S. 1988, Recenti indagini sulle sorgenti di Bagnoli. Rassegna. Federazione speleologica triestina. 35–38. Trieste.
Savnik, R. 1955, Barvanje Lokve pod Jamskim gradom. Acta carsol., *1*, 175, Ljubljana.
Savnik, R. 1959, Izviri Vipave. Naše jame, *1*, 30–32, Ljubljana.
Šerko, A. 1946, Barvanje ponikalnic v Sloveniji. Geogr. v., *18*, 125–139, Ljubljana.
Šerko, A. 1947, Kraški pojavi v Jugoslaviji. Geogr. v., *19*, 43–70, Ljubljana.
Timeus, G. 1910, Sui mezzi d'indagine nell'idrologia sotterranea. Bol. Soc. Adr. Sc. Nat., *25/2*, Trieste.
Timeus, G. 1928, Misteri del mondo sotterraneo. Alpi Giulie, *39/1*, Trieste.

GEOLOGIJA 33, 479–486 (1990), Ljubljana

UDK 550.4:504.054/.5(497.12) = 30

# Vorläufige Mitteilung über Schwermetallbelastungen der Böden im Umfeld der Quecksilberlagerstätte Idrija (Slowenien)

*Axel Hess*

Institut für Sedimentforschung, Universität Heidelberg Postfach 103020-D 6900 Heidelberg

**Zusammenfassung**

Die in der Geosphäre ablaufenden Prozesse bilden einen wesentlichen Beitrag bei der Schwermetallumsetzung in unserer Umwelt.

In Idrija (Slowenien) wurde hierzu in einer Vorstudie die Schwermetallbelastungssituation der Böden bestimmt. Die durch den Quecksilberbergbau und die Quecksilbergewinnung bedingte erhöhte Exposition der Region Idrija, findet nicht nur in der Nahrungskette und im Menschen selbst, sondern auch im Boden ihren Niederschlag . Die Quecksilbergehalte erreichen Maximalwerte, die über dem 400-fachen des bundesdeutschen Bodengrenzwertes liegen. Die im Drainagewasser eines Gartens gemessenen Hg–Konzentrationen überschreiten den Grenzwert der Trinkwasserverordnung um mehr als das dreifache.

Der Frage, inwieweit pedogene und geochemische Faktoren die Mobilität des Quecksilbers und die Pufferkapazität der Böden beeinflussen, muss in weiteren Untersuchungen nachgegangen werden.

## Einleitung

Der Boden, als eine knappe und nicht vermehrbare Ressource, bildet die Lebensgrundlage für Mensch, Tier und Pflanze. In den letzten Jahren setzte sich immer mehr die Überzeugung durch, dass der Boden nicht unbegrenzt belastbar ist. Vor alem die Schwermetalle Nickel, Chrom, Kupfer, Zink, Blei, Cadmium, und Quecksilber, die durch technologische Prozesse und Produkte in hohem Masse in die Umwelt gelangen, tragen zu dieser Belastung wesentlich bei, wobei insbesondere die Elemente Cadmium, Blei und Quecksilber, die keine nachweisbare Nutzwirkung besitzen, aufgrund ihrer hohen Toxizität, ein erhebliches Risiko für die Umwelt darstellen können (Scheffer & Schachtschabel, 1989).

Das durch bergbauliche und aufbereitungstechnische Aktivitäten schwermetallbelastete Gebiet der Quecksilberlagerstätte Idrija in Slowenien (Jugoslawien) (Byrne & Kosta, 1970) wurde bereits mehrfach auf Quecksilberanreicherungen in der Nahrungskette sowie im Menschen untersucht (Kosta et al., 1974). Die Ergebnisse ergaben Quecksilbergehalte in Karotten von bis zu 800 µg/g (= 0,8 mg/kg) und in

Äpfeln bis zu 1320 µg/g (= 1,3 mg/kg). Grubenarbeiter wiesen Quecksilberkonzentrationen von bis zu 101 mg/kg in den Organen auf, selbst bei Einwohnern der Stadt Idrija, die nicht Untertage arbeiten, konnte bis zu 14,4 mg/kg ermittelt werden.

Eine Untersuchung der Geosphäre erfolgte bisher jedoch nicht. Die Geosphäre, als Rezeptor von Schwermetalleinträgen, Puffer und Transportmedium, nimmt als wichtiges Bindeglied zwischen Schwermetalleintrag und Schwermetallaufnahme in Pflanze, Tier und Mensch, eine wesentliche Steuerungsfunktion ein. Die Ergebnisse einer ersten Bodenbeprobung sind Teil einer detallierten Studie über Akkumulation und Transportmechanismen, vor allem des Schwermetalles Quecksilber, in den Böden des Umfeldes der Lagerstätte Idrija.

Zur Beurteilung der Belastungssituation im Boden werden die in der Bundesrepublik Deutschland geltenden Bodengrenz – und Sanierungsrichtwerte mitangegeben (Kloke, 1985). Für Flussedimente werden keine Grenz – oder Richtwerte mitangegeben, da die hierzu notwendigen Konzentrationen des geogenen Backgrounds für dieses Gebiet erst definiert werden müssen.

Die angegebenen Grenzwerte für Wasser orientieren sich an der Trinkwasserverordnung der Europäischen Gemeinschaft (Trinkw. V. – EG (80/778/EWG–WHO), die ebenfalls mitangegeben werden.

## Probenahme und Aufbereitung

Die Probenahme wurde in einem 5 km – Umkreis um die Lagerstätte durchgefürt, wobei schwerpunktmässig garten – und ackerbaulich genutzte Flächen sowie Wiesen – und Waldböden beprobt wurden (Abb. 1).

Insgesamt wurden 14 Boden– und Aufschüttungsproben, 4 Sedimentproben aus Flüssen, 1 Wasserprobe aus einem Drainagerohr eines Gartens und 1 Wasserprobe der Idrijca entnommen. Die Entnahme der Bodenproben erfolgte mittels eines Stechzylinders bis 20 cm Tiefe, die Flußsedimente wurden mit einer kleinen Plastikschaufel am Uferrand entnommen. An jedem Probenahmepunkt wurden mindestens 4 Teilproben gewonnen, die aus dem 50 m Radius des Probenahmepunktes entstammen. Diese Mischprobe wurde homogenisiert und luftdicht in ein 250 ml Glas abgefüllt. Im Labor wurden den Mischproben durch Nassiebung das Bodenskelett ≥ 2 mm abgetrennt. Das Material ≤ 2 mm wurde bei 40 °C getrocknet und anschliessend im Königswasseraufschluss bei 160 °C 3 Studen gekocht. Die Analyse der Schwermetallkonzentrationen erfolgte in der Gesamtfraktion mittels Atomabsorptionsspektrometrie (ASS), ebenso wie die Bestimmung der Schwermetallkonzentrationen im Wasser.

## Ergebnisse

Die Schwermetallgehalte und pH-Werte der Boden–, Flußsediment – und Flußwasserproben sind in den Tabellen 1 und 2 dargestellt.

### Quecksilber (Hg)

13 der insgesmat 14 Boden– und Aufschüttungsproben überschreiten den Bodengrenzwert von 2 mg/kg Trockensubstanz. Lediglich die Probe 7 liegt mit 1,84 mg/kg knapp unter diesem Grenzwert.

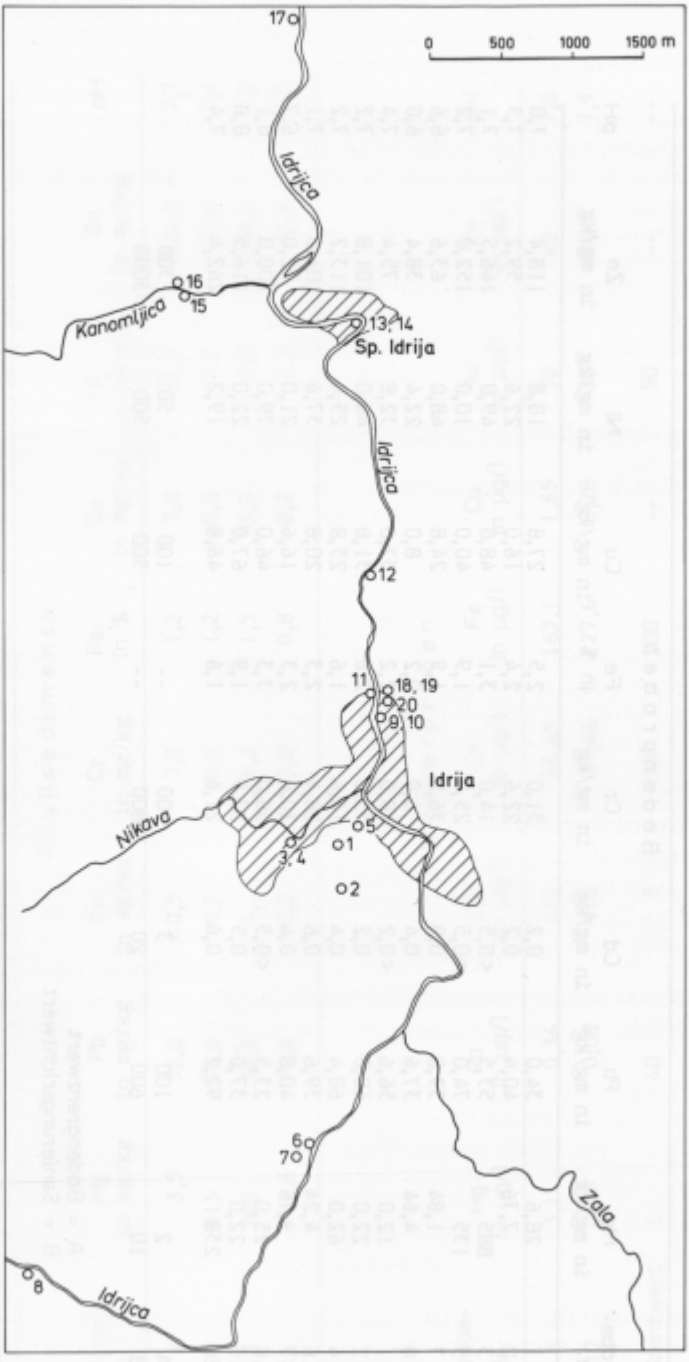



Abb. 1. Lage der Probenahmepunkte

Tabelle 1. Schwermetallkonzentrationen und pH–Wert der Bodenproben

| | Bodenproben | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Probe-Nr. | Hg in mg/kg | Pb in mg/kg | Cd in mg/kg | Cr in mg/kg | Fe in % | Cu in mg/kg | Ni in mg/kg | Zn in mg/kg | pH |
| 1 | 28,6 | 34,0 | 0,2 | 31,0 | 2,5 | 27,8 | 18,8 | 118,4 | 7,0 |
| 2 | 7,76 | 40,4 | 0,2 | 22,6 | 2,4 | 16,0 | 22,6 | 59,2 | 7,3 |
| 3 | 885 | 53,5 | <0,5 | 14,0 | 3,1 | 48,0 | 49,0 | 146,5 | 7,1 |
| 5 | 135 | 74,0 | <0,5 | 25,0 | 1,9 | 40,0 | 10,0 | 152,0 | 7,2 |
| 7 | 1,84 | 33,8 | 0,8 | 36,0 | 1,9 | 24,8 | 48,0 | 63,6 | 6,6 |
| 8 | 4,64 | 37,6 | 0,4 | 6,0 | 0,2 | 8,0 | 22,4 | 38,4 | 6,0 |
| 11 | 12,0 | 56,6 | <0,2 | 18,0 | 2,2 | 37,0 | 32,8 | 75,4 | 7,4 |
| 12 | 22,0 | 40,0 | 0,2 | 33,6 | 2,6 | 31,8 | 46,0 | 101,8 | 7,2 |
| 14 | 62,0 | 68,4 | 0,4 | 14,6 | 1,6 | 23,8 | 25,4 | 113,2 | 7,2 |
| 16 | 4,24 | 39,6 | 0,6 | 28,4 | 2,3 | 20,8 | 37,6 | 101,0 | 7,1 |
| 17 | 9,76 | 40,8 | 0,4 | 20,8 | 2,3 | 16,6 | 21,0 | 72,0 | 6,7 |
| 18 | 25,0 | 23,5 | <0,5 | 36,0 | 3,3 | 46,0 | 79,0 | 100,0 | 8,1 |
| 19 | 22,0 | 37,0 | 0,5 | 27,5 | 1,9 | 67,0 | 22,0 | 116,5 | 8,0 |
| 20 | 238 | 92,2 | 0,6 | 21,6 | 1,6 | 46,8 | 19,2 | 262,4 | 7,4 |
| A | 2 | 100 | 3 | 100 | -- | 100 | 50 | 300 | |
| B | 10 | 600 | 20 | 800 | -- | 500 | 500 | 3000 | |

A = Bodengrenzwert
B = Sanierungsrichtwert

Tabelle 2. Schwermetallkonzentrationen und pH–Wert der Flußsedimente und Wasserproben

Flußsedimente

| Probe-Nr. | Hg in mg/kg | Pb in mg/kg | Cd in mg/kg | Cr in mg/kg | Fe in % | Cu in mg/kg | Ni in mg/kg | Zn in mg/kg | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 | 3,5 | 32,0 | <0,5 | 7,0 | 1,2 | 7,0 | 10,5 | 224,5 | 7,7 |
| 9 | 815 | 54,0 | 0,5 | 10,5 | 1,2 | 110,0 | 15,5 | 137,0 | 7,4 |
| 13 | 258 | 74,0 | 0,4 | 15,2 | 1,5 | 55,0 | 9,6 | 194,6 | 7,2 |
| 15 | 11,6 | 31,8 | 0,2 | 5,0 | 0,8 | 8,2 | 1,2 | 31,6 | 7,5 |

Wasserproben

| Probe-Nr. | Hg in µg/l | Pb in µg/l | Cd in µg/l | Cr in µg/l | Fe in µg/l | Cu in µg/l | Ni in µg/l | Zn in µg/l | pH |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4 | 3,1 | 0,36 | <10 | 26,65 | 163,1 | 1,65 | 30 | 40 | 7,8 |
| 10 | 0,35 | 0,08 | <10 | 20,46 | 127,6 | 8,28 | 30 | <10 | 7,9 |
| Grenzwert | 1 | 40 | 5 | 50 | 200 | -- | 50 | -- | -- |

9 Proben weisen Konzentrationen auf, die den in der Bundesrepublik Deutschland geltenden Sanierungsrichtwert der Niederländischen Liste von 10 mg/kg überschreiten. Die höchste Konzentration wurde in der Probe 3 mit 885 mg/kg Hg (!) ermittelt.

Die Bestimmung der Schwermetallgehalte in den Sedimenten der Flüsse erfolgte ebenfalls zunächst in der Gesamtfraktion.

Die höchsten Hg–Konzentrationen konnten in den Sedimenten der Idrijca (Probe 9) mit 815 mg/kg ermittelt werden, die geringsten mit 3,5 mg/kg in den Sedimenten der Idrijca (Probe 6).

Die üblicherweise zur Bewertung der Schwermetallbelastung herangezogenen Konzentrationen in der Tonfraktion konnten noch nicht bestimmt werden. Diese liegen jedoch in jedem Falle deutlich über den Gehalten der Gesamtfraktion.

Zur Beurteilung der Hg–Gehalte in den Flußsedimenten, sei an dieser Stelle auf eine im Jahre 1979 durchgeführte Schwermetalluntersuchung in den Sedimenten des Neckars/BRD hingewiesen (Müller, 1981). Die ermittelten Hg–Konzentrationen schwankten zwischen minimal 0,55 mg/kg und maximal 2,08 mg/kg, gemessen in der Tonfraktion.

Der Hg–Gehalt im Drainagewasser eines Gartens (Probe 4) liegt mit 3,1 µg/l ebenfalls deutlich über dem Grenzwert der Trinkwasserverordnung von 1 µg/l. Die Wasserprobe aus der Idrijca (Probe 10) unterschreitet hingegen mit 0,35 µg/l diesen Grenzwert.

### Blei (Pb)

Keine der 14 Boden– und Aufschüttungsproben überschreitet den Pb-Bodengrenzwert von 100 mg/kg. Die geringsten Pb-Konzentrationen wurden in der Probe 18 mit 23,5 mg/kg bestimmt, die höchsten mit 92,2 mg/kg in der Probe 20.

Die Pb-Gehalte der Flußsedimente schwanken zwischen 21,8 mg/kg (Probe 15) und 74,0 mg/kg (probe 13). Zum Vergleich: Die Pb-Gehalte des Neckars schwankten 1979 zwischen 57 mg/kg und 256 mg/kg (gemessen in der Tonfraktion).

Der Pb-Gehalt des Drainagewassers (Probe 4) konnte mit 0,36 µg/l bestimmt werden; das Wasser der Idrijca weist einen Pb-Wert von 0,08 µg/l auf.

Der Grenzwert der in der Bundesrepublik Deutschland geltenden Trinkwasserverordnung beträgt 40 µg/l.

### Cadmium (Cd)

Alle 14 Boden– und Aufschüttungsproben weisen Cd-Konzentrationen auf, die sowohl unter dem Sanierungsrichtwert von 20 mg/kg als auch unter den Bodengrenzwert von 3 mg/kg liegen. Die höchste Konzentration wurde in der Probe 7 mit 0,8 mg/kg, die geringste in der Probe 11 mit 0,2 mg/kg ermittelt.

Die Sedimente der Flüsse zeigen ebenso wie die Wasserproben keine besonderen Auffälligkeiten. Die Konzentrationen liegen in den Sedimenten stets unter 0,5 mg/kg, im Wasser unter 10 µg/l.

### Chrom (Cr)

Keine der Boden– und Aufschüttungsproben überschreitet den Bodengrenzwert von 100 mg/kg. Die höchsten Konzentrationen wurden in den Proben 7 und 18 mit jeweils 36,0 mg/kg, die neidrigsten in der Probe 8 mit 6,0 mg/kg ermittelt.

Die 4 untersuchten Flußsedimente weisen Cr-Werte zwischen 5,0 mg/kg (Probe 15) und 15,2 mg/kg (Probe 13) in der Gesamtfraktion auf. Die Analysenergebnisse des Neckars ergaben, vergleichsweise, Cr-Konzentrationen zwischen 56 mg/kg und 840 mg/kg (gemessen in der Tonfraktion).

Im Drainagewasser (Probe 4) wurden Cr-Gehalte von 26,65 µg/l, im Wasser der Idrijca von 20,46 µg/l bestimmt. Der Grenzwert der Trinkwasserverordnung beträgt 50 µg/l.

**Eisen (Fe)**

Der Fe-Gehalt aller untersuchten Boden- und Aufschüttungsproben schwankt zwischen 0,2 % (Probe 8) und 3,3 % (Probe 18).

In den Flußsedimenten konnten die Fe-Gehalte mit minimal 0,8 % und maximal 1,5 % ermittelt werden.

Die Fe-Konzentrationen im Wasser liegen bei 163,1 µg/l (Probe 4) bzw. 127,6 µg/l (Probe 10).

**Kupfer (Cu)**

Mit Ausnahme der Sedimentprobe 9 (Idrijca) sind keine Auffälligkeiten in den Analysenergebnissen der Bodenproben, Flußsedimenten und Wasserproben festzustellen.

Mit 110 mg/kg Cu überschreitet die Sedimentprobe 9 als einzige die 100 mg/kg-Marke. Im Neckar konnten, zum Vergleich, Cu-Konzentrationen in den Flußsedimenten zwischen 78 mg/kg und 2250 mg/kg in der Tonfraktion ermittelt werden.

In den Boden- und Aufschüttungsproben werden Maximalkonzentrationen von 67,0 mg/kg (Probe 19), im Wasser von 8,28 µg/l (Probe 10) erreicht.

**Nickel (Ni)**

13 der 14 untersuchten Boden- und Aufschüttungsproben unterschreiten den Ni-Grenzwert von 60 mg/kg. Lediglich die Probe 18 weist mit 79,0 mg/kg eine Überschreitung des Grenzwertes auf, wobei der Sanierungsrichtwert der Niederländischen Liste jedoch nicht erreicht wird.

Die Analysenergebnisse der Flußsedimente ergaben Ni-Gehalte zwischen 1,2 mg/kg und 15,5 mg/kg.

Der Ni-Gehalt im Wasser liegt bei 30 µg/l.

**Zink (Zn)**

Die Zinkkonzentrationen aller untersuchten Boden- und Aufschüttungsproben schwanken zwischen 38,4 mg/kg (probe 8) und 262,5 mg/kg (Probe 20). Eine Überschreitung des Bodengrenzwertes von 300 mg/kg konnte somit nicht festgestellt werden.

Die Analysenergebnisse der Flußsedimente weisen Zn – Konzentrationen zwischen 31,6 mg/kg (Probe 15) und 224,5 mg/kg (Probe 6) auf. Zum Vergleich: Die Analysenergebnisse des Neckars ergaben Zn-Gehalte im Tonanteil der Sedimente zwischen minimal 310 mg/kg und maximal 2325 mg/kg.

Die Zn-Gehalte der Wasserproben liegen bei 40µg/l (Probe 4) bzw. <10µg/l (Probe 10). Ein Wassergrenzwert für Zink (entsprechend der Trinkwasserverordnung) existiert in der Bundesrepublik Deutschland derzeit nicht.

### pH-Wert

Als Intensitätsmaß für die Acidität wurde der pH-Wert der verschiedenen Proben ermittelt.

Der pH-Wert des Bodens schwankt zwischen 6,0 (Probe 8) und 8,1 (Probe 18).

Der pH-Wert der Flußsedimente konnte mit minimal pH 7,2, in der Probe 13, und mit maximal pH 7,7, in der Probe 6, bestimmt werden.

Die Wasserproben weisen pH-Werte von 7,8 (Probe 4) bzw. 7,9 (Probe 10) auf.

## Diskussion

Dasd Bild der schwermetallbelasteten Böden ist gekennzeichnet dursch die hohen Gehalte des Schwermetalles Quecksilber. Die Konzentrationen im Boden überschreiten den in der BRD geltenden Grenzwert um mehr als das 400-fache und den Sanierungsrichtwert um mehr als das 85-fache.

Die Ursache der aussergewöhnlich hohen Belastungssituation lässt sich zum einen in den geogenen Gehalten der Übertage ausstreichenden, Hg-haltigen Prontschichten (Probe 3) wiederfinden, zum anderen bilden sicherlich atmosphärische Einträge sowie die Verwendung von quecksilberhaltigem Haldenmaterial im Strassenbau, weitere Eintragquellen.

Die im Drainagewasser eines Gartens (Pront) ermittelten Hg-Konzentrationen von 3,1µg/l deuten daraufhin, dass die Mobilität des Schwermetalles durch die Pufferkapazität des Bodens nicht völlig unterbunden werden kann. Durch nachfolgende Untersuchungen muss daher u.a. geklärt werden, inweit geologische und geochemische Faktoren den Grad der Schwermetallmobilität bestimmen.

Die Schwermetallkonzentrationen in den Flußsedimenten sind im wesentlichen ebenfalls durch aussergewöhnlich hohe Hg-Gehalte geprägt.

### Literatur

Byrne, A.R. & Kosta, L. 1970, Studies on the distribution and uptake of mercury in the area of the mercury mine at Idrija, Slovenia (Yugoslavia), Vestnik Slovenskega kemičnega društva, *17*, 5–11, Ljubljana.

Kloke, A. 1985, Richt– und Grenzwerte zum Schutze des Boden vor Überbelastungen mit Schwermetallen. Bundesforschungsanstalt für Länderkunde und Raumordnung (Hrsg.), 13–14, Bonn.

Kosta, L., Byrne, A.R., Želenko, V., Stegnar, P., Dermelj, V. & Ravnik, V. 1974, Studies on the uptake, distribution and transformations of mercury in living organisms in the Idrija Region and comparative areas. Vestnik Slovenskega kemičnega društva, *21*, 49–76, Ljubljana.

Müller, G. 1981, Die Schwermetallbelastung des Neckars und seiner Nebenflüsse. Chemiker Zeitung, *6*, 157-164, Heidelberg.

Scheffer, F. & Schachtschabel, P. 1989, Lehrbuch der Bodenkunde. 491 p., Ferdinand Enke Verlag, Stutgart.

UDK 048.1

P. Scheffer, P. Schachtschabel, H.–P. Blume, G. Brümmer, K.–H. Hartge & U. Schwertmann: Scheffer/Schachtschabel: **Lehrbuch der Bodenkunde.** 12. izdaja, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1989, 491 strani, 220 slik, 102 tabeli, barvna razpredelnica, 17 x 24 cm, kartonirano, 72 DM.

Pričujoča knjiga predstavlja 12. predelano in razširjeno izdajo dobro znanega učbenika in priročnika za pedologijo. Prvič je knjiga izšla že leta 1937 pod naslovom Agrikulturchemie, Teil a: Boden. Knjigo so v naslednjih izdajah avtorji in njihovi sodelavci dopolnjevali z vedno novimi znanstvenimi dognanji in opazovanji. V zadnji izdaji najdemo tako rekoč vse, kar nas lahko v zvezi s tlemi zanima, zato knjiga ne bo prišla prav le pedologom, ampak vsem, ki se pri svojem delu srečujejo s tlemi, pa najsi bodo to poljedelci, gozdarji, vrtnarji, hidrologi, limnologi, geografi, geologi, mineralogi, kemiki, biologi in arheologi, tako kot tudi vsi drugi, ki se ukvarjajo z varstsvom okolja.

Vsebina knjige je razdeljena na tri dele:

A: Izvorni material, sestava in lastnosti tal (str. 2–361)

B: Razvoj, sistematika in razširjenost tal (str. 362–460)

C: Raba tal (str. 461–475)

V prvem delu se spoznamo z matičnimi kamninami in minerali ter z njihovim fizikalnim in kemičnim preperevanjem. Opisane so značilnosti preperelih primarnih mineralov in združbe izvornih sestavin s produkti preperevanja. Predstavljeni so teksturni razredi po mednarodni in ameriški klasifikaciji. Poudarjene so lastnosti glinenih mineralov in oksidov v tleh ter pomen organizmov v tleh za razvoj in rabo tal.

V poglavju o kationski in anionski sorbciji in adsorbciji so naznačene specifične razmere v tleh in natančno je opisana adsorbcija težkih kovin v tleh. Kislost tal je natančno razložena. Poudarjena je predvsem puferna sposobnost tal, to je sposobnost nevtralizacije določene količine kislin in baz. Ta lastnost je pomemben dejavnik t.i. samoočiščevalne sposobnosti tal.

Strukturi tal je odmerjeno obsežno poglavje. Obravnava mehanizme nastajanja tal, oblike in obstojnost strukturnih agregatov, gostoto tal ter pore in sile v tleh. Poudarjeno je dinamično ravnotežje strukture s procesi v tleh.

Nadalje je zanimivo obsežno poglavje o hranilnih snoveh v tleh. Obravnavane so različne oblike vezave hranilnih snovi v tleh, spiranje le-teh iz tal, razpoložljivost hranilnih snovi za rastline, preskrba tal s hranilnimi snovmi in gnojenje. Sistematično je predstavljen pomen nekaterih važnejših mikro- in makroelementov ter njih kroženje v tleh. Težišče poglavja predstavljajo kroženje dušika v tleh ter posledice spiranja in onesnaževanja podtalnice.

Natančno so obravnavane tudi organske in anorganske škodljive snovi v tleh. Poudarjen je pomen količine snovi v tleh, kajti za nekatere snovi je značilno, da prav njihova koncentracija določa koristnost oziroma škodljivost le-teh. Podane so najvišje dovoljene in normalne vrednosti težkih kovin in nekaterih organskih škodljivih snovi v tleh, pitni vodi in žitih. V ekosferi predstavljajo tla zaradi svojega filtrskega, pufernega in transformacijskega delovanja naraven čistilni sistem.

Drugi del knjige obravnava tlotvorne dejavnike (klimo, matično podlago, relief, vodo, rastlinstvo, živalstvo in delovanje človeka) in procese v razvoju tal (preperevanje in tvorbo novih mineralov, razvoj različnih oblik humusa, tvorbo talne strukture, spiranje, podzolizacijo, redoksimorfozo, karbonatizacijo, zasoljevanje in različne turbacije). Sledijo opisi in definicije talnih horizontov in razlaga nemške in ameriške klasifikacije tal. Natančno so opisani, in z odlično razpredelnico barvnih fotografij predstavljeni, značilni tipi tal Evrope in nekateri važnejši talni tipi drugih celin.

V zadnjem delu knjige je obravnavana raba tal. To poglavje je skromno in le na kratko poda osnove za vrednotenje tal po uporabnosti.

*Mateja Gosar*

Ivan Gušić & Vladimir Jelaska: **Stratigrafija gornjokrednih naslaga otoka Brača o okviru geodinamske evolucije Jadranske karbonatne platforme.** Dijela JAZU (Knjiga 69), Zagreb, 1990. Obseg: 160 strani (33 strani angleškega teksta), 22 slik, 20 tábel, vezano.

V obsežnem delu sta dva odlična hrvaška geologa opisala stratigrafijo zgornjekrednih plasti otoka Brača. Avtorja se nista zadovoljila le s klasičnim načinom opisovanja formacij, kakršnega smo vajeni pri večini tovrstnih del, temveč sta poskusila s pomočjo nekaterih drugih znanosti in znanstvenih disciplin v okviru geologije razložiti in interpretirati nastanek vseh litostratigrafskih enot otoka Brača. Rezultate raziskav razmeroma majhnega območja sta postavila v širši prostor Jadranske karbonatne platforme v obdobju zgornje krede ter zapisala marsikaj novega o njeni geodinamski evoluciji.

Knjiga je razdeljena na več delov, ki bralca popeljejo od prvotnih spoznanj o geološki zgradbi Brača, preko primerjav z dosežki drugih avtorjev, do opisa litostratigrafskih enot. Le-te so podprte z natančno in obsežno grafično dokumentacijo (geološka karta, stratigrafski stolpci, facialni modeli, table).

Na otoku Braču je razvitih pet osnovnih formacij, v okviru katerih se pojavljajo posamezni členi. Najstarejša je formacija Milna, ki je cenomanijske starosti in je nastala na zaščiteni platformi v podplimskem in plimskem pasu. Naslednjo formacijo zaznamuje splošni vpliv pelagiala na Jadransko karbonatno platformo v spodnjem turoniju, ki ga avtorja povezujeta z globalno cenomanijsko-turonijsko transgresijo. Verjetna globina spodnjeturonijskega epiplatformnega morja naj bi bila okoli sto metrov. Za toliko naj bi se namreč dvignila morska gladina. Odložili so se pelagični mikriti Sv. Duha z značilnimi pelagičnimi mikrofosili. V zgornjem turoniju so se odložile plasti, imenovane onkolit Gračišće, ki predstavljajo začetek sedimentacije formacije Gornji Humac. Hitri litološki prehod hemipelagičnih plasti formacije Sv. Duh v šelfne apnence onkolitov Gračišće avtorja povezujeta z naglo splošno regresijo svetovnega morja. Po sedimentaciji formacije Gornji Humac na zaščiteni platformi v podplimskem pasu leže pelagični apnenci formacije Dol. Senonska sinsedimentacijska tektonika je očitno privedla do morfološke diferenciacije do tedaj enotne

platforme. Formacija Dol se je torej odlagala v spuščenem delu platforme, kjer je nastal »intraplatformni bazen« s hemipelagično sedimentacijo, medtem ko se je na stabilnem delu platforme kontinuirano nadaljevala sedimentacija platformskih karbonatov (= formacija Gornji Humac). Na mikritnih apnencih formacije Dol oziroma na rudistnih biolititnih telesih, ki na nekaterih delih označujejo konec te formacije, leži okoli 80 metrov apnenca raznovrstnih litoloških značilnosti, združenih v formaciji Pučišća. Gre za različne faciese, ki se znotraj te enote menjavajo vertikalno, lateralno in poševno. Poleg Sivac mikritov v formaciji Dol so prav v formaciji Pučišća najbogatejša nahajališča svetovno znanih braških arhitektonsko-gradbenih kamnov. Avtorja sta formacijo razdelila na tri enote nižjega reda, in sicer na enoto »braških marmorjev« ter na člena Rasotica in Lovrečina. Po emerziji v zgornjem kampaniju so se na Braču odložile plasti formacije Sumartin, ki jih v bistvu lahko primerjamo s starejšim delom liburnijskih plasti.

Vse litostratigrafske enote sta avtorja natančno litološko in paleontološko opredelila in podkrepila z interpretacijo sedimentacijskega okolja v odvisnosti od globalnih dogodkov v zgornji kredi, ne le na Jadranski plošči, temveč v svetovnem morju. To problematiko obravnavata tudi v posebnem poglavju, ki temelji predvsem na biostratigrafski korelaciji v okviru Jadranske platforme. Zlasti posrečena in natančno utemeljena je interpretacija meje med cenomanijem in turonijem, ki je vezana na poplavitev karbonatne platforme kot posledice globalne cenomanijske-turonijske transgresije. Osvetlila sta problem pojavljanja hondrodont na meji cenomanija in turonija. Menita, da se na Braču hondrodonte javljajo le do kraja cenomanija. Avtorja dopuščata le majhno možnost, da bi jih na Jadranski karbonatni platformi našli tudi v spodnjem turoniju (zgornji hondrodontni horizont severno od Sežane, ki leži v vrhnjem delu repenskega rudistnega apnenca, je turonijske starosti, opomba recenzenta). Značilna je majhna debelina turonijskih plasti v primerjavi s cenomanijskimi (opomba: v vseh tolmačih OGK 1:100000 je turonij mnogo debelejši – tudi v Sloveniji), kar pa avtorja utemeljujeta z njegovim razmeroma kratkim trajanjem. Današnja stratigrafska geokronologija pripisuje turoniju le 2,5 milijona let, cenomaniju pa 6,5 milijonov (po novejših podatkih 1,5 proti 4,5 milijonov let).

V poglavju o teoretskih osnovah uporabljene stratigrafske interpretacije otoka Brača se Gušić in Jelaska ukvarjata predvsem s problemom globalnih oscilacij morske gladine ter vplivom teh dogodkov na izrazite spremembe biotopov na meji cenomanija in turonija ter v zgornjem santoniju in kampaniju. V knjigi najdemo odgovor, zakaj santonijsko-kampanijska transgresija ni bila izražena tudi v našem prostoru. Odsotnost »intraplatformnega bazena«, nastalega zaradi sinsedimentarne senonske tektonike je povzročila, da se je platformski tip sedimentacije nadaljeval. Sledov oplitvitev pa ne moremo povezati z regresijo, ki je sledila šele ob koncu senona, temveč z dejstvom, da je bila v tej transgresivni fazi hitrost rasti (akumulacije ali agradacije) platforme omejena s hitrostjo evstatične rasti morske gladine in vrednostjo subsidence (poenostavljeno: rast platforme je bila približno enaka dvigovanju morske gladine). Ob tem je potrebno pripomniti, da je bila senonska transgresija precej počasnejša od cenomanijsko-turonijske.

Dinamiko sedimentacijskih okolij na karbonatni platformi razlagata avtorja tudi v naslednjem poglavju, v katerem posegata iz sedimentologije (npr. vzročni mehanizmi za nastanek sledov oplitvitev) na paleoekologijo različnih zgornjekrednih organizmov (predvsem rudistov in foraminifer). Dobro dokazane primerjave z nekaterimi recentnimi organizmi kakor tudi z njihovim načinom življenja (prehranjevanje, razmnoževanje, migracije v larvalnem in adultnem štadiju itd.) avtorja uporabita

poleg vseh drugih kazalcev za tolmačenje načina življenja in biotopov v zgornjekrednem morju.

Knjiga o zgornjekrednih plasteh otoka Brača je delo, nujno potrebno vsem, ki se ukvarjamo s kredno stratigrafijo platformskih sedimentov. Obenem je praktični prikaz, kakšni naj bodo rezultati raziskav v okviru Geološke karte 1:50000. Avtorja sta ustvarila model, ki se bo vsekakor dopolnjeval z novimi spoznanji o evoluciji Jadranske karbonatne platforme. Za tistega, ki problematiko podrobneje pozna, je knjiga izziv, saj se lahko v njej sooči ne samo z idejami obeh avtorjev ampak tudi z idejami številnih domačih in tujih strokovnjakov (preko 500 literaturnih citatov), s katerimi sta G u š i ć in J e l a s k a v nenehni diskusiji. Knjiga je polna novih spoznanj in idej, ki bralca silijo k plodnejšemu razmišljanju in ga opozarjajo, da so tudi pri nas minili časi klasične deskriptivne stratigrafije. Na koncu ne morem mimo enega od iskrivih izrekov, ki sta jih avtorja zapisala pred vsakim poglavjem:

> Dajte mi raje plodno napako, ki je polna idej...
> Tedaj lahko svojo sterilno resnico zadržite zase.
> *(Vilfredo Pareto, 1848–1923)*

*Bogdan Jurkovšek*

W. S. MacKenzie, C.H. Donaldson & C.Guilford: **Atlas der magmatischen Gesteine in Dünnschliffen.** 1. izdaja v nemškem jeziku 1989 (prevod angleškega izvirnika), 147 str., 292 barvnih fotografij, trdo vezano, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, ISBN 3-432-97361-6.

Atlas zbruskov magmatskih kamenin predstavlja lep, zanimiv in predvsem koristen priročnik tako za študente geologije in strokovnjake v poklicih kot tudi ljubitelje narave, ki bi radi podrobneje spoznali kamenine. Slednjim so v dodatnem tekstu knjige namenjena kratka navodila za izdelavo zbruskov.

Avtorji atlasa so se namenoma izognili tematiki nastanka in izvora magmatskih kamenin ter z njima povezanih izrazov. Menijo, da predstavlja osnovo dobrega petrografskega dela natančen in nepristranski petrografski opis, razlaga nastanka in izvora kamenin pa le njegovo nadgradnjo. Atlas zbruskov magmatskih kamenin je torej v svojem bistvu le petrografski. Razdeljen je na dva dela. Prvi obsega 73 strani in 109 fotografij in obravnava strukture magmatskih kamenin. Njihove lastnosti dele avtorji na stopnjo kristalizacije, velikosti zrn, oblike zrn ter medsebojne odnose med kristalnimi zrni in amorfno snovjo. Stopnjo kristalizacije lepo ponazarjajo fotografije holokristalnih, kripokristalnih in steklastih bazičnih in kislih kamenin. Velikosti zrn obravnavajo s treh različnih vidikov: prvič na tiste, ki jih je mogoče ločiti s prostimi očmi (fanerokristalne) oziroma pod mikroskopom (afanitske – mikrokristalne in kriptokristalne); drugič na absolutne – debelo, srednje in drobnozrnate; in tretjič na relativne – enakomerne in neenakomerne. Slednje so lepo predstavljene s primerki porfirskih in serijskih struktur.

Tudi oblike zrn dele avtorji glede na kakovost razvitosti kristalnih ploskev (idiomorfne, hipidiomorfne, alotrimorfne) in na tridimenzionalno razsežnost posameznih kristalnih zrn (skeletna, dentritična...).

Opis medsebojnih razmerij med kristalnimi zrni v kameninni in morebitno prisotno amorfno snovjo obsega največji del poglavja struktur. Lepo so prikazane in razložene enakomerno in neenakomerno zrnate, orientirane, radialne in trakaste strukture,

strukture zraščanja in preraščanja kristalnih zrn ter strukturne rasti zrn v votlinicah kamenin. Posebno dobrodošle in zanimive so fotografije neobičajnih struktur, katerih v praksi ne srečamo pogosto: poikilofitska, trahitoidna, konsertalna, orbikularna ter nekatere koronarne in zonarne.

Drugi del obsega 64 strani. V njem so prikazane najznačilnejše vrste ultrabazičnih, bazičnih, intermediranih, kislih in alkalnih magmatskih kamenin, poleg njih pa tudi nekatere zelo redke. Od slednjih naj naštejem vsaj meymechit, bazalte z lune, teschenit, essexit, bouninit, kentallenit, blairmorit, malignit, urlit itn.

Atlas zbruskov magmatskih kamenin torej ni le suhoparen pripomoček študentom geologije in petrografom v različnih poklicih, temveč predstavlja bogat, sistematsko urejen petrografski priročnik, ki nudi bralcem ob odličnih barvnih posnetkih preparatov tudi estetsko doživetje.

Knjigo toplo priporočamo! *Polona Kralj*

Robert Rath: **Mineralogische Phasenlehre.** 1990, 146 str., 152 slik in 15 tabel, 15,5 × 23 cm, broširano, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, ISBN 3–432–98711–0, cena 44 DM.

Literatura o kemijskem ravnotežju in faznih razmerjih, ki sta del fizikalne kemije, je številna. Pisana je predvsem v angleščini, pri čemer je teorija podana brez praktičnih petroloških primerov. Oboje je avtorja spodbudilo, da je napisal knjigo o mineralnih faznih ravnotežjih v nemščini. Ker je za petrološke mineralne sisteme pomembno razumevanje faznega ravnotežja, je ob teoriji nizal tudi praktične primere iz petrologije. Knjiga je uvod za bolj poglobljen študij strokovne literature, katere zadnje dosežke pa avtor že tudi upošteva.

Glede na izkušnje je obravnavana snov študentom v začetku težko razumljiva. Vendar je knjiga pisana na razumljiv način in je zato namenjena prav njim in drugim začetnikom, ki jih geološko-mineraloška stroka zanima.

Fazni diagrami kažejo meje polj obstojnosti raznih faz v nekem heterogenem sistemu v odvisnosti od ene ali več spremenljivk, kot npr. temperature, tlaka in koncentracije. Kemijske spremembe bistveno vplivajo na ravnotežje mineralov. V knjigi so navedeni predvsem primeri, kako se nek (petrografski) sistem spreminja v odvisnosti od temperature pri stalnem tlaku. Temu ustreza v naravi taljenje, oziroma v obratnem vrstnem redu kristalizacija magem. Fazni diagram pokaže stanje posamezne faze ali zmesi več faz. Pove nam, pri kateri temperaturi in pri katerem pritisku se nek mineral začne taliti oziroma se spremeni njegova struktura. Fazni diagrami so pripomoček pri mineralnih in petrografskih preiskavah.

Knjiga obsega 7 poglavij, in sicer: osnovne pojme fizikalne kemije (8 strani), enokomponentne fazne diagrame (10 strani), dvokomponentne fazne diagrame (56 strani), trikomponentne fazne diagrame (39 strani), primere trikomponentnih faznih diagramov, ki se nanašajo na petrografske sisteme (16 strani), v zadnjem poglavju pa zelo na kratko še psevdobinarne preseke trikomponentnega sistema (2 strani). Iz tega je razvidno, da je teža snovi na dvo- in trikomponentnih sistemih. Nekateri osnovni pojmi kemije in fizikalne kemije, ki so vezani na obravnavano snov, so podani v prvem poglavju. Od matematike je potrebno poznati osnovna pravila infinitezimalnega računa, za razumevanje posameznih mineraloško-petrografskih sistemov pa tudi njihovo mineralogijo.

*Ana Hinterlechner-Ravnik*

Biotehniška fakulteta Univerze v Ljubljani