Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

1997

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1997

Ljubljana 1998

f 115 706

ISSN 0016-7789

115706

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1997	KNJIGA 40	Str. 1 do 335	LJUBLJANA 1998

SFS805168

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 40. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik so opravili *Simon Pirc* in delno sami avtorji. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik:
Editor-in-Chief:
Stanko Buser, Ljubljana, Slovenija

Uredniški odbor:
Editorial Board:
Stanko Buser, Ljubljana, Slovenia; *Matija Drovenik*, Ljubljana, Slovenia; *Endre Dudich*, Budapest, Hungary; *Erik Flügel*, Erlangen, Germany; *Miklós Kedves*, Szeged, Hungary; *Harald Lobitzer*, Wien, Austria, *German Müller*, Heidelberg, Germany; *Rinaldo Nicolich*, Trieste, Italy; *Bojan Ogorelec*, Ljubljana, Slovenia; *Simon Pirc*, Ljubljana, Slovenia; *Danilo Ravnik*, Ljubljana, Slovenia; *Mihael Ribičič*, Ljubljana, Slovenia; *Marko Šparica*, Zagreb, Croatia; *Dragica Turnšek*, Ljubljana, Slovenia; *Miran Veselič*, Ljubljana, Slovenia

Naslov:
Address:
GEOLOGIJA, Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Naklada 600 izvodov

Cena 4000 SIT

Tisk in vezava: Delo-Tiskarna d.d., Ljubljana, Dunajska 5, leto 1998

Financirata: Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije in Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko

Po mnenju Urada Vlade za informiranje Republike Slovenije št. 23/109-93, z dne 14. aprila 1993 je ta publikacija uvrščena med proizvode, za katere se plačuje 5-odstotni davek od prometa

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 40 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 partly by the authors themselves. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Printed in 600 copies

Price US $ 80.0

Printed by the Delo-Tiskarna d.d., Ljubljana, Dunajska 5, in 1998

Financed by the Republic of Slovenia, Ministry of Science and Technology and the Ljubljana Geological Survey, Institute of Geology, Geotechnics and Geophysics

GEOLOGIJA *40*, 1–335 (1997), Ljubljana 1998

VSEBINA - CONTENTS

Dimkovski, T.
V spomin Francu Droveniku 5
Mioč, P.
V spomin dr. Borisu Bercetu 7

Paleontologija - Paleontology

Debeljak, I. & Buser, S.
Lithiotid Bivalves in Slovenia and Their Mode of Life 11
Litiotidne školjke v Sloveniji in njihov način življenja 31
Mikuž, V.
Turridae (Neogastropoda) iz srednjemiocenskih badenijskih plasti Slovenije 65
Turrids (Neogastropoda) from Middle Miocene Badenian beds of Slovenia 87
Ramovš, A.
Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972) (Conodonta) aus den oberen Amphiclinen-Schichten oberhalb Poče, Westslowenien 103
Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972) (Conodonta) iz zgornjih amfiklinskih plasti nad Počami, zahodna Slovenija 103
Ramovš, A.
Two new petalodont teeth (Chondrichthyes, Upper Carboniferous) from the Karavanke Mountains, Slovenia 109
Dva nova zgornjekarbonska petalodontna zoba (Chondrichthyes) iz Karavank Slovenije 109
Sgrosso, A., Esposito, P. & Radoičić, R.
The occurrence of *Salpingoporella milovanovici* Radoičić (Dasycladales) in the Cenomanian of south Apennines and Dinarides 113

Stratigrafija - Stratigraphy

Petek, T.
Skitske in anizijske plasti v kamnolomu pri Hrastenicah in pomembne najdbe zgornjeanizijskih fosilov 119
Scythian and Anisian beds in the quarry near Hrastenice and important finds of Upper Anisian fossils 137
Dozet, S. & Šribar, L.
Lower Cretaceous Shallow-Marine Sedimentation and Biota on Dinaric Carbonate Platform between Logatec, Krka and Kolpa (Southeastern Slovenia) 153
Spodnjekredna plitvomorska sedimentacija, favna in flora na Dinarski karbonatni platformi med Logatcem, Krko in Kolpo (južnovzhodna Slovenija) 168
Dozet, S. & Šribar, L.
Biostratigraphy of Shallow Marine Jurassic Beds in Southeastern Slovenia 187
Biostratigrafija plitvovodnih jurskih plasti južnovzhodne Slovenije 200
Ramovš, A.
Conodonten-Stratigraphie der Obertrias von Slowenien Ergebnisse eigener Untersuchungen 223
Zgornjetriasna konodontna stratigrafija v Sloveniji Rezultati lastnih raziskav 223

De Capoa, P., Polavder, S. & Radoičić, R.
Integrated biostratigraphy of the Novi Pazar
Campanian/Maastrichtian sequence (Vardar Zone) 233
Radovanović, Z., Popović, D., Jovanović, R. & Jovanović, D.
Granites of Straža and their sedimentary roof (SW Serbia) 241
Graniti Straže i njihova sedimentna povlata (JZ Srbija) 244

Mineralogija - Mineralogy

Kralj, P.
Zeolites in the Smrekovec volcaniclastic rocks, northern Slovenia 247
Zeoliti v vulkanoklastičnih kamninah smrekovškega podgorja (severna Slovenija) 266
Jančev, S.
Zn-rich pyroxenes from the ore occurrences in the mixed series
in the upper part of the Babuna River, Macedonia 283
Razinger, B.
Wocheinit - boksit iz Bohinja 291
Wocheinite - Bauxite from Bohinj 291

Naravni kamen - Natural stone

Kralj Pavlovec, J.
Primer uporabe naravnega kamna na objektih Eda Mihevca 299
The example of use of natural stone on buildings designed by Edo Mihevc 302

Tektonika - Tectonics

Placer, L. & Čar, J.
Structure of Mt. Blegoš between the Inner and the Outer Dinarides 305
Zgradba Blegoša med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi 318
Jelen, B., Márton, E., Fodor, L., Báldi, M., Čar, J., Rifelj, H., Skaberne, D. & Vrabec, M.
Paleomagnetic, Tectonic and Stratigraphic Correlation of Tertiary
Formations in Slovenia and Hungary along the Periadriatic and
Mid-Hungarian Tectoic Zone (Preliminary Communication) 325
Paleomagnetska, tektonska in stratigrafska korelacija terciarja vzdolž
periadriatske cone v Sloveniji in srednjemadžarske tektonske cone
(Predhodno obvestilo) 328

Nove knjige - Book reviews

Gert Michel: Mineral- und Thermalwässer 333

GEOLOGIJA *40*, 5–6 (1997), Ljubljana 1998

V spomin Francu Droveniku

Na Ljubljanskih Žalah smo se 27. 6. 1997 poslovili od našega prijatelja in dolgoletnega sodelavca Franca Drovenika.

Franc Drovenik, diplomirani inženir rudarstva, se je rodil leta 1915 kot drugi sin izmed treh sinov meščanske, takrat znane železničarske družine v Ljubljani. Tu je obiskoval osnovno šolo in leta 1934 maturiral na I. državni realni gimnaziji. Še istega leta se je vpisal na rudarski oddelek Tehniške fakultete Univerze v Ljubljani, kjer je leta 1940 diplomiral.

Ker ni našel primerne zaposlitve v Sloveniji, je odšel v Srbijo. Kratek čas je delal v svinčevo-cinkovem rudniku Babaj Boks pod Avalo. V tem času so pri Mačkatici severno od Surdulice odkrili sorazmerno bogate koncentracije molibdenove rude. Geološka zgradba je kazala na to, da bi utegnila biti tovrstna ruda tudi južno od tod, na pogorju, imenovanem Besna Kobila. In preselil se je v Južno Srbijo, v Vranjsko banjo, in začel iskati molibdenovo rudo.

Toda v Vranjski banji je ostal le do sredine leta 1941, ko ga je tedanja oblast prestavila v Vzhodno Srbijo, v rudnik bakra Bor, kjer je ostal polnih 14 let.

Sprva je bil eden vodilnih inženirjev za predelavo rude. Leta 1948 pa so v Rudarsko topilniškem bazenu Bor ustanovili Geološko službo in postal je glavni geolog, kar je ostal vse do svojega odhoda iz Bora leta 1955.

S sodelavci je leta 1954 na I. Jugoslovanskem geološkem kongresu objavil prispevek z naslovom Dosadašnje znanje o orudnjenju u Timočkom andezitskom masivu. Po študiji Lazarevića iz leta 1912 je bila to prva nadrobna študija o samem rudišču, pa tudi o celotnem eruptivnem masivu, kajti francoski lastniki Bora tovrstnih študij niso dovoljevali objavljati. Tako so bili domači in tuji geološki strokovnjaki seznanjeni z najnovejšimi spoznanji o geološki zgradbi, magmatizmu in orudenju na področju Bora.

Ko je odšel iz Bora, se je najprej zaposlil na Geološkem zavodu v Ljubljani, toda že leta 1956 je za leto dni odšel v Sirijo, kjer je sodeloval pri iskanju raznih rud. V letih 1961 in 1962 je na željo podjetja Geoistraživanja iz Zagreba v skupini jugoslovanskih geologov raziskoval rudišča mangana v Venezueli. V letih 1963-1964 je bil v okviru

iste organizacije v Indoneziji, kjer se je ukvarjal predvsem z bakrovimi rudišči na otoku Celebes.

Na Geološkem zavodu v Ljubljani se je ponovno zaposlil leta 1965, kjer je ostal vse do upokojitve leta 1977. Sodeloval je pri rudarsko-geoloških in metalogenetskih raziskavah v Sloveniji, in to predvsem pri raziskavah bakrovih rud v srednjepermskih grödenskih peščenjakih, raziskavah svinčevo-cinkovega orudenja na območju pirešiškega magmatskega območja in raziskavah antimonovih rud pri Lepi Njivi pri Mozirju.

Kot soavtor je Franc Drovenik sodeloval pri razpravi Nastanek rudišč v Sloveniji, ki je izšla leta 1980. V njej je podan nastanek rudišč v posameznih geoloških dobah do danes, pri čemer je bilo poudarjeno njihovo postopno nastajanje in njihove genetske razlike.

Sodelavci Geološkega zavoda Ljubljana smo ponosni, da smo poznali in imeli v svoji sredini Franca Drovenika. Bil je vrhunski strokovnjak in raziskovalec.

Osebnostno je bil skromen, prijazno je svetoval in bil pripravljen pomagati, ne da bi pričakoval zahvalo. Bil je strpen do sodelavcev in zahteven do sebe.

Našega prijatelja bomo imeli vedno v spominu.

Trajan Dimkovski

Najpomembnejša objavljena dela Franca Drovenika

D r o v e n i k, F. & D r o v e n i k, M. 1956: Dosadašnje znanje o orudnjenju u Timočkom andezitskom masivu. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Bled 23.-27. V. 1954, Ljubljana.

D r o v e n i k, F., D r o v e n i k, M. & G r a d, K. 1972: Kupferführende Grödener Schichten Sloweniens. Proceedings of the second international syposium on the mineral deposits of the Alps, 95-107, Ljubljana.

D r o v e n i k, F. 1974: Metalogenetska karta SR Slovenije. Geologija 17, 511-512, Ljubljana.

I s k r a, M., D r o v e n i k, F. & Š t r u c l, I. 1975: Geološke raziskave svinca in cinka. Geologija 18, 370-371, Ljubljana.

D r o v e n i k, M., P l e n i č a r, M. & D r o v e n i k, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji, Geologija 23/1, 1-157, Ljubljana.

GEOLOGIJA *40*, 7–9 (1997), Ljubljana 1998

V spomin dr. Borisu Bercetu

Izredno pestra življenjska pot dr. Borisa Berceta se je končala 7. septembra 1997. Na Geološki zavod Ljubljana je dr. Boris Berce prišel leta 1950. To je bil čas začetnih težav pri organiziranju slovenske geološke dejavnosti, še posebno raziskav mineralnih surovin. Njegovo poznavanje problematike in idej pri tem je bilo še zlasti pomembno v povojnem obdobju sredi težav na tem gospodarskem področju. Eno najpomembnejših slovenskih rudišč v tistem času je bilo rudišče živega srebra Idrija, ki ga je poleg drugih nahajališč raziskoval dr. Berce od svojega prihoda na Geološki zavod. O tem rudišču je spisal tudi doktorsko disertacijo, ki jo je zagovarjal leta 1956. Na Geološkem zavodu je delal s krajšimi ali daljšimi presledki do svoje upokojitve leta 1979.

Rodil se je v Ljubljani 18. januarja 1925. Že kot dijak je bil zelo dinamičen in temperamenten fant. Po končanem petem razredu gimnazije leta 1942 je bil zaradi svojega delovanja proti italijanskemu okupatorju zaprt. Pri prevozu iz Ljubljane v italijansko taborišče je bil skupaj z drugimi zaporniki osvobojen in odšel v partizane, kjer je ostal do konca vojne.

Po osvoboditvi je končal gimnazijo in se vpisal na Rudarsko-geološko fakulteto Univerze v Beogradu, kjer je leta 1950 diplomiral. Istega leta se je zaposlil na Geološkem zavodu Ljubljana.

Pomanjkanje strokovnjakov v tistem času je zahtevalo od posameznikov delo na različnih področjih geološke stroke. Tudi dr. Berce je sprva opravljal raziskave nahajališč svinca in cinka, živega srebra, pojave železnih in manganovih rud, delal pa je tudi na torišču nekovin. Pri slednjih je nato raziskoval pojave grafita na Remšniku (1951), raziskoval in ocenjeval zaloge laporja v okolici kamnoloma Anhovo (1957), opekarskih glin v opekarnah Maribor-Košaki (1957), Ljubečna (1957), Pragersko (1957), Radomlje (1957), Kanižarica (1958) in drugje. Pojave železnih rud je raziskoval na Gorjancih (1955) in pri Lepeni nad Jesenicami (1955), pojave mangana pa na območju Železnikov in Počenske gore (1961).

Preteženi del svojega delovnega življenjskega obdobja je dr. Berce posvetil raziskavam barvnih kovin. Raziskave nahajališč svinca in cinka je opravljal na šir-

šem območju rudnika Mežica (1951, 1953, 1958), nato v Hrastnem pri Mokronogu na Dolenjskem (1952, 1953), pri Litiji-Sitarjevec (1953, 1954, 1956), v Knapovžah (1954), pri Ponovičah (1955) in na nahajališču Knape v Selški dolini (1956).

Leta 1958 je dr. Berce sodeloval pri izdelavi in oceni Programa geoloških raziskav barvnih kovin v Vzhodnih Karavankah, v Posavskih rudnikih svinca, cinka in barita in pri raziskavah na območju Cerkno - Železniki. Pripravil je tudi elaborat Študije rudišč v Posavskih gubah.

Raziskave živega srebra je opravil na nahajališčih Sveta Ana na Podljubelju (1953, 1955) in Kurja vas (1961), njegovo najpomembnejše raziskovanje tedaj je bilo na rudišču Idrija (1951-1956). V svoji doktorski disertaciji Geologija rudišča živega srebra Idrija (1956) je podal geološko zgradbo širšega območja, strukturno problematiko okolice in samega rudišča. Ugotovil je narivno zgradbo ozemlja, v narivne enote pa vključil tudi posamezna rudna telesa. Posebno so pomembni njegovi opisi oblik posameznih rudnih teles, mineralnega sestava in stopenj orudenj posameznih formacij. Pri obravnavi genetske problematike je na koncu podal sklepe o genezi rudišča. Ta disertacija je bila dobra osnova za mlajše geologe, ki so nadaljevali raziskovalno delo na rudišču Idrija. Nekaj let pozneje (1960-1962) je na tem rudišču programiral in opravil geokemične in geofizikalne raziskave.

Po svojih strokovnih in znanstvenih raziskavah mineralnih surovin, še posebno barvnih kovin, je bil dr. Berce znan širokemu krogu znanstvenikov tudi zunaj Slovenije. Sodeloval je na številnih domačih in mednarodnih simpozijih in kongresih. Bil je član in podpredsednik jugoslovanske komisije za mednarodno sodelovanje pri UNESCU (IGCP). Na Rudarsko-geološki fakulteti Univerze v Zagrebu je predaval dva predmeta: Nahajališča mineralnih surovin in Strukturno geologijo (1962-1966). Sodeloval je pri raziskavah rudišča Safaga v Egiptu (1965). Kot ekspert Združenih narodov je sodeloval pri raziskavah ali kot konsultant na rudiščih v Alžiriji, Maroku, Tuniziji in Indiji. V državah Mali, Kongo Brazzaville in v Tanzaniji je kot ekspert Združenih narodov preživel več let (1967-1973).

Po vrnitvi iz omenjenih afriških držav na Geološki zavod Ljubljana, je dr. Berce preštudiral številno novejšo literaturo o mineralnih surovinah. Na tej podlagi je napisal obširne zapise v angleškem jeziku (1973-1979), in sicer Granitoids Potentiality, Lithium, Berillium, Tungstem (Wolfram), Lead and Zinc, Statistics in Geology, Plate Tectonics and Metallogenesis, Formational Analysis Mercury and Antimony, Uranium and Thorium, Geochemical Research, Pyrite, Živa u Jugoslaviji (Položaj i perspektive žive u svetu, saznanja o ležištima i pojavama žive u Jugoslaviji sa aspekta geologije i rudarstva i njezine perspektive u pogledu sirovinske baze), Copper and Germanium, Niobium and Tantalum.

Vsa ta literatura oziroma vsi ti teksti so shranjeni v knjižnici Geološkega zavoda oziroma Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko Ljubljana. Posamezna besedila obsegajo tudi nekaj sto strani in so zanimiva, dobra osnova za študij posameznih mineralnih nahajališč tudi bodočih generacij.

Dr. Boris Berce je objavil številne študije v domači in svetovni literaturi.

Kot upokojenec je dr. Boris Berce, ne glede na svoje zdravstvene težave, vendar psihično vedno svež, nadaljeval stike z geologijo in z mineralnimi surovinami. V prijetnem okolju svojega doma je napisal obsežno delo Prospecting for mercury and antimony, ki ga je natipkal sam in obsega 508 strani. Izredno zanimiva vsebina tega dela je pripravljena na podlagi obsežne svetovne literature in nam nudi opis svetovnih nahajališč živega srebra in antimona od predkambrija naprej. Prava škoda bi bila, če to delo ne bi bilo tiskano.

Po upokojitvi smo se občasno srečevali. Bil je vedno nasmejan in dobre volje. Pripovedoval nam je o svojem delu v pokojninskem združenju Sivi panterji, o svojem sodelovanju pri vodstvu kabelske televizije itn. - o svojih težavah pa ni nikoli resno govoril. Živo se spominjam najinega zadnjega srečanja, ko sem ga vprašal: Kako je kaj, Boris? Odlično, nič mi ne pomaga, ne operacija in ne kaj drugega! Sedaj samo še čakam, je rekel in odšel proti svojemu domu za Bežigradom. Nisem vedel, ali se je šalil, kakor je imel navado, ali je mislil resno!

Nekaj mesecev kasneje, v rojstni Ljubljani, obkrožen s svojimi najdražjimi, je dr. Boris Berce končal svojo življenjsko pot in odšel slovenski zemlji v objem.

Pero Mioč

GEOLOGIJA *40*, 11–64 (1997), Ljubljana 1998

Lithiotid Bivalves in Slovenia and Their Mode of Life

Litiotidne školjke v Sloveniji in njihov način življenja

Irena Debeljak

Ivan Rakovec Institute of Palaeontology, Scientific Research Centre, Slovenian Academy of Sciences and Arts, Gosposka 13, SI-1000 Ljubljana, Slovenia

Stanko Buser

Geology Department, Faculty of Natural Sciences and Engineering, University of Ljubljana, Aškerčeva 2, SI-1000 Ljubljana, Slovenia

Key words: Lower Jurassic Bivalvia, Pliensbachian, *Lithiotis, Cochlearites, Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion),* morphological adaptations, muddy substratum, Dinaric Carbonate Platform, Slovenia

Ključne besede: spodnjejurske školjke, pliensbachij, *Lithiotis, Cochlearites, Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion),* morfološke adaptacije, blatni substrat, Dinarska karbonatna platforma, Slovenija

Abstract

Lithiotid bivalves are a characteristic faunal element of the shallow marine facies of Lower Jurassic beds in southern Slovenia. The horizon containing Middle Liassic bivalves, which is up to 75 m thick, is called the "lithiotid horizon" and is attributed to the Pliensbachian or Domerian.

In Slovenia the name lithiotid bivalves represents three morphologically similar genera or species of sessile monomyarian dysodont bivalves: *Lithiotis problematica, Cochlearites loppianus* and *Lithioperna scutata,* which are systematically examined in this paper. The term lithiotid bivalves does not have any taxonomic significance, since they are now classified in different families. The order is Pterioida.

Lithiotid bivalves lived in an upright position on soft lagoonal bottoms in a tight aggregate of individuals crowded together which mutually supported one another and simultaneously competed for living space and light. The sedimentation of calcareous mud was fairly rapid, thus throughout their lives they grew constantly in a subvertical direction so that the small soft body space at the ventral end remained above the level of the surrounding substratum. Lithiotid bivalves had peculiar, variable shells adapted to the specific environment. They are very large, flat and distinctly dorso-ventrally elongated. Their inner surface is tripartite; in the middle is the central area, and at the sides there are feather-like areas. The mechanism of opening and closing their valves has not yet been fully explained.

Kratka vsebina

Litiotidne školjke so značilen favnistični element plitvomorskega razvoja spodnjejurskih plasti južne Slovenije. Do 75 metrov debeli horizont s srednjeliasnimi

školjkami imenujemo "litiotidni horizont" in ga uvrščamo v pliensbachij oz. domerij.

Pod imenom litiotidne školjke v Sloveniji združujemo tri morfološko podobne rodove oziroma vrste sesilnih, monomiarnih, disodontnih školjk: *Lithiotis problematica, Cochlearites loppianus* in *Lithioperna scutata,* ki so sistematično obdelane v tem prispevku. Izraz litiotidne školjke nima taksonomskega pomena, saj jih danes uvrščamo v različne družine. Spadajo v red Pterioida.

Litiotidne školjke so v pokončnem položaju živele na mehkem lagunskem dnu, v tesni združbi skupaj nagnetenih osebkov, ki so se med seboj podpirali in hkrati tekmovali za življenjski prostor. Sedimentacija karbonatnega blata je bila precej hitra, zato so litiotidne školjke vse življenje enakomerno rastle v navpični smeri, tako da je njihov bivalni del na ventralnem koncu ostajal nad nivojem obdajajočega substrata. Litiotidne školjke so imele nenavadne, variabilne, specifičnemu okolju prilagojene lupine. So zelo velike, sploščene in izrazito razpotegnjene v višino. Njihova notranja površina je tridelna; v sredini je glavno oz. osrednje polje, ob straneh pa peresasti polji. Mehanizem odpiranja in zapiranja njihovih lupin še danes ni docela pojasnjen.

Introduction

In the Middle Liassic lithiotid bivalves inhabited the relatively calm muddy bottom of the restricted shelf on the Dinaric Carbonate Platform. The horizon with the bivalves barely wedges out in the Lower Jurassic beds of southern Slovenia; its thickness at some localities reaches 75 m. It is named the "lithiotid horizon" after these characteristic bivalves. B u s e r (1965, 44-46) attributed it to the Pliensbachian, or its upper section: to the Domerian. The most important localities of Lower Jurassic bivalves in Slovenia, which extend for over one hundred kilometres in length and several tens of kilometres in width, were presented in the 37th issue of Geologija. The palaeoecological conditions that enabled the characteristic bivalve fauna to flourish for a relatively short period have also been examined (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

This paper gives a systematic description of lithiotid bivalves and their mode of life. The term lithiotid bivalves is still used in Slovenia although it no longer has any taxonomic meaning. It comprises three frequent and characteristic, and at first sight similar genera: *Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion), Cochlearites* and *Lithiotis.* All three genera were widespread in the shallow marine regions of the western and southern margins of the Tethys and even the Eastern Pacific (genus *Lithiotis).* Lithiotid bivalves therefore have great palaeogeographical, biostratigraphical and palaeoecological significance. They became well-known mainly because of their unusual shapes, which still challenge palaeontologists to offer various explanations.

The remaining species of Lower Jurassic bivalves from southern Slovenia will be presented on another occasion.

Previous Research into Lithiotid Bivalves in Slovenia

Between 1959 and 1965 B u s e r (1965) geologically mapped the territory of Southern Slovenia. He subdivided Jurassic beds and collected rich fossil material, mainly hundreds of specimens of unusually shaped large-shelled bivalves. Among them he determined the species *Lithiotis problematica* and *Cochlearites loppianus,* which were previously known from classic localities in northern Italy. He established that the majority of the specimens in southern Slovenia belong to a new genus of bivalves

with the multivincular type of ligament. In his doctoral dissertation he named it *Lithiopedalion*. Together with the genera *Lithiotis* and *Cochlearites* he classified it into the family Lithiotidae because of their obvious similarities. B u s e r (1972) presented his work at the international meeting of palaeontologists in Graz, but unfortunately failed to publish it in the manner required by the International Code of Zoological Nomenclature. The genus *Lithiopedalion* was later described under the name *Lithioperna* (A c c o r s i B e n i n i, 1979).

Systematic Descriptions of Lithiotid Bivalves

Subclassis PTERIOMORPHIA Beurlen, 1944
Ordo **Pterioida** Newell, 1965
? Subordo **Lithiotina** A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977
? Superfamilia L i t h i o t a c e a A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977

Familia L i t h i o t i d a e R e i s, 1903
Genus *Lithiotis* Gümbel, 1871

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Pl. 1, figs. 1-3; Pl. 2, figs. 1-3

1871 *Lithiotis problematica* - G ü m b e l, 48; Pl. 2, figs. 13, 14.
1890 *Lithiotis problematica (= Lithiotis ostreacina, Ostrea lithiotis)* - G ü m b e l, 64-67, Textfigs. 1-4.
1892 *Ostrea problematica* Gümbel - B ö h m, 71-73; Pl. 3, figs. 1-3.
1903 *Lithiotis problematica* Gümbel - R e i s, 9-13, Textfig. 4; Pl. 6, figs. 5-16; Pl. 7, figs. 1-10.
1923 *Lithiotis timorensis* sp. nov. - K r u m b e c k, 80-81; Pl. 5, fig. 9.
1923 *Lithiotis* sp. (?) aff. *problematicae* (Gümb.) - K r u m b e c k, 81-82; Pl. 5, figs. 10a, b.
1923 Lithiotis problematica Gümbel - R e i s; Pl. 6, figs. 17-22.
1930 *Plicatostylus gregarius* new species, new genus - L u p h e r & P a c k a r d, 204-207; Pl. 1-3, Pl. 4, fig. 1.
1962 *Lithiotis problematica* Gümbel - D e C a s t r o, 13-14; Pl. 10, figs. 1-6.
1965 *Lithiotis problematica* Gümbel - B u s e r, 17-18; Pl. 8, figs. 1, 2; Pl. 9, figs. 1, 2; Pl. 10, figs. 1-4; Pl. 11, figs. 1-4.
1969 *Plicatostylus gregarius* Lupher & Packard - C o x (M o o r e ed.), N866, Textfigs. H2,4a-c.
1971 *Lithiotis problematica* Gümbel - S t e n z e l (M o o r e & T e i c h e r t eds.), N1200, Textfigs. J150,1a-c (kop. Reis, 1903).
1971 *Lithiotis problematica* Gümbel - B e r t i C a v i c c h i, B o s e l l i n i & B r o g l i o L o r i g a, 43-47, Textfigs. 1, 3; Pl. 1, figs. 1-5.
1977 *Lithiotis problematica* Gümbel - A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 42-50, Textfigs. 1-9, 16-18; Pl. 1, figs. 1-4; Pl. 2, figs. 1-3; Pl. 3, fig. 2; Pl. 8, fig. 1; Pl. 9, figs. 1, 2.
1977 *Plicatostylus gregarius* Lupher & Packard - A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, Pl. 3, figs. 1, 3, 4.

1982 *Lithiotis problematica* Gümbel - C h i n z e i, 179-196, Textfigs. 2, 4, 6, 7, 10.
1988 *Lithiotis* Gümbel - N a u s s & S m i t h, 258-259, Textfigs. 6-8.
1989 *Lithiotis problematica* Gümbel - B u s e r I., 20-24, Textfigs. 13-15; Pl. 1, figs. 1, 2; Pl. 2, fig. 1; Pl. 10, fig. 1.
1995 *Lithiotis problematica* Gümbel - S a v a z z i, 281-289, Textfigs. 1-5.

M a t e r i a l: Over one hundred specimens. Mainly they consist of shell fragments several centimetres high, with clearly recognisable characteristics. In six cases the apex was preserved. Only five specimens have part of the body space preserved.

D e s c r i p t i o n: It is characteristic that in all cases only one of the valves was preserved: that with which the bivalve was attached to the solid base. According to C h i n z e i (1982) this was the right valve. The opposite valve was so thin that only fragments have been preserved. Evidence for this are fragments of a 1 to 2 mm thick limestone "crust", which can be found anywhere on the inner surface of the thicker valve. *Lithiotis problematica* is ribbon shaped; narrow and distinctively dorso-ventrally elongated. It is thought that adult specimens measured 20 to 50 cm in height (or even more in some cases) and were about 4 to 7 cm wide. The apex is pointed. From the side the shell is flat, consequently its cross section is elliptical. Generally the valve is 1 to 2 cm thick. The apex is vertical or bent in any direction. The shell is sometimes straight, but sometimes fairly curved (Pl. 2, figs. 1, 2). The outer surface of the attached valve is irregularly undulating, as with oysters. Only rarely can small concentric growth lines (increments) be seen.

Figure 1 shows the shape of the attached valve and the characteristics of its interior. The pear-shaped body space was exceptionally small in adult specimens when compared to the total size of the shell. It was limited to the ventral end. The soft body extended several centimetres into the hollow part of the shell, called the umbonal notch or cavity. The internal buttress divided it into smaller and larger cavity. Along the sides of the inner surface are two feather-like areas. They are composed of increments which are at times linked into sheaves (Pl. 1, fig. 2). Between the feather-like areas is a vertical, 2 to 4 cm wide furrowed plate, which is somewhat elevated above the lateral feather-like areas. Parallel grooves with intermediate ridges, which split into shallower grooves and ridges which again split into even shallower ones, run throughout its height. Thus, depending on how well the specimen is preserved, the number of grooves can range from less than 8 to over 50.

The microstructure of the shell is described in the following works: A c c o r s i B e n i n i and B r o g l i o L o r i g a (1977) and C h i n z e i (1982), summarized in B u s e r I. (1989).

C o m p a r i s o n: Despite their very pronounced variability, specimens of *Lithiotis problematica* extracted from rock have such specific characteristics that they cannot be mistaken for any other species. The uniqueness of this bivalve is also seen in that it is today the sole species of the family Lithiotidae, and together with the species *Cochlearites loppianus* it is classified as an independent suborder Lithiotina (according to A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977). A possible relation with oysters (B ö h m, 1892) was rejected by the aforementioned Italian palaeontologists on the basis of proof that the shells were originally made of aragonite, while oysters have calcitic shells. Systematic classification of the genera *Lithiotis* and *Cochlearites* has not yet been fully resolved. C h i n z e i (1982) is of the opinion that they are taxonomically close to the Pteriacea superfamily, and especially to the Isognomonidae family.

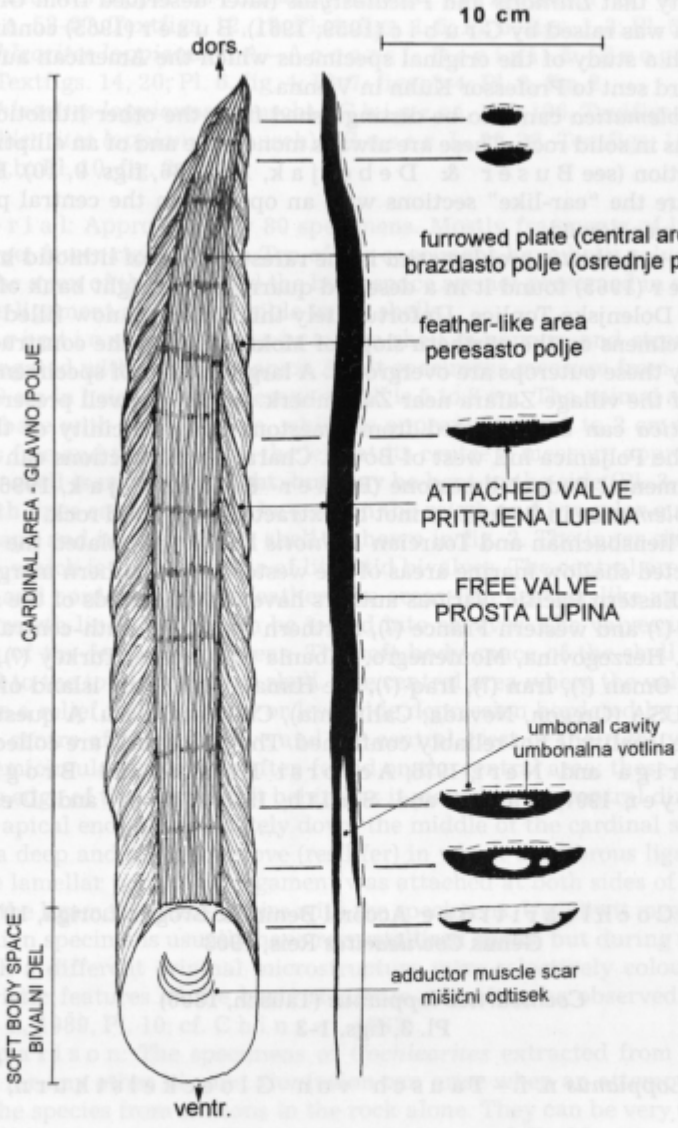


Fig. 1. *Lithiotis problematica* Gümbel. Left: interior side of the thicker, attached (probably right) valve. Centre: longitudinal section. Right: cross sections at various heights. The thin, free valve is marked by the dashed line. The growth position was subvertical, with the ventral end turned upwards

Sl. 1. *Lithiotis problematica* Gümbel. Levo: notranja stran debelejše (verjetno desne) lupine, s katero se je školjka pritrdila na trdno podlago. Sredina: vzdolžni prerez. Desno: prečni prerezi na različnih višinah. Tanko, prosto lupino označuje prekinjena črta. Življenjski položaj je bil pokončen; ventralni konec je bil pri tem obrnjen navzgor

The possibility that *Lithiotis* and *Plicatostylus* (later described from Oregon) are identical genera was raised by G r u b i ć (1959; 1961). B u s e r (1965) confirmed this assumption with a study of the original specimens which the American authors Lupher and Packard sent to Professor Kühn in Vienna.

Lithiotis problematica can also be distinguished from the other lithiotid bivalves by cross-sections in solid rock. These are always monovalve and of an elliptical shape in the cross-section (see B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 36, figs. 9, 10). Especially characteristic are the "ear-like" sections with an opening in the central part, after which *Lithiotis* was named.

L o c a l i t i e s: *Lithiotis problematica* is the rarest species of lithiotid bivalves in Slovenia. B u s e r (1965) found it in a deserted quarry on the right bank of the river Sušica, west of Dolenjske Toplice. Unfortunately this quarry is now filled in. Buser found some specimens on the northern slope of Mokrec during the construction of a new road. Today these outcrops are overgrown. A large number of specimens can still be found east of the village Zafara near Žužemberk. Relatively well preserved shells of *L. problematica* can be extracted from limestone in the vicinity of the Glijun spring and on the Poljanica hill west of Bovec. Characteristic sections can be observed in the ornamental Podpeč limestone (B u s e r & D e b e l j a k, 1996), but the shells of *L. problematica* in Podpeč cannot be extracted from solid rock.

During the Pliensbachian and Toarcian *Lithiotis* heavily populated the extensive and interconnected shallow marine areas of the western and southern margins of the Tethys and the Eastern Pacific. Various authors have reported finds of the species in southern Spain (?) and western France (?), northern Italy, the south-central Apennines, Croatia (?), Herzegovina, Montenegro, Albania (?), Greece, Turkey (?), Marocco (?), Somalia (?), Oman (?), Iran (?), Iraq (?), the Himalayas (?), the island of Timor in Indonesia, the USA (Oregon, Nevada, California), Chile and Peru. A question mark denotes that the locality is not reliably confirmed. The above data are collected from: B r o g l i o L o r i g a and N e r i, 1976; A c c o r s i B e n i n i and B r o g l i o L o r i g a, 1977; G e y e r, 1997; N a u s s and S m i t h, 1988; B u s e r and D e b e l j a k, 1996.

Familia C o c h l e a r i t i d a e Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977
Genus *Cochlearites* Reis, 1903

Cochlearites loppianus (Tausch, 1890)
Pl. 3, figs. 1-3

1890 *Trichites Loppianus* n. f. - T a u s c h v o n G l o e c k e l s t h u r n, 18-19; Pl. 5, figs. 5-7.
1892 *Ostrea Loppiana* Tausch - B ö h m, 67-71; Pl. 2, figs. 1-4.
1892 *Ostrea problematica* Gümbel var. *lithiotis* - B ö h m, 74; Pl. 4, fig. 1.
1903 *Cochlearites Loppianus*, nov. gen. - R e i s, 2-8, Textfigs. 1-3; Pl. 1, figs. 1-8; Pl. 2, figs. 1-10; Pl. 3, figs. 1-11; Pl. 4, figs. 1-11; Pl. 5, figs. 1-9; Pl. 6, figs. 1-4.
1965 *Cochlearites loppianus* (Tausch) - B u s e r, 19-20; Pl. 12, figs. 1, 2; Pl. 13, figs. 1-4.
1971 *Cochlearites loppianus* (Tausch) - C o x (M o o r e ed.), N1200, Textfigs. J150,2a,b (kop. Reis, 1903).
1971 *Cochlearites gr. loppianus* (Tausch) - B e r t i C a v i c c h i, B o s e l l i n i & B r o g l i o L o r i g a, 43-47, Textfigs. 2, 4; Pl. 2, figs. 1-4.

1977 *Cochlearites loppianus* (Tausch) - Accorsi Benini & Broglio Loriga, 52-57, Textfigs. 12, 19; Pl. 4, figs. 1-5; Pl. 5, figs. 1-3; Pl. 6, figs. 1-3.
1977 *Cochlearites loppianus* f. A - Accorsi Benini & Broglio Loriga, 56, Textfigs. 14, 20; Pl. 6, fig. 4; Pl. 7, figs. 1-4; Pl. 8, fig. 2.
1982 *Cochlearites loppianus* (Tausch) - Chinzei, 179-196, Textfigs. 3, 5, 8, 11c, 13.
1989 *Cochlearites loppianus* (Tausch) - Buser I., 25-28, Textfigs. 16, 17; Pl. 2, figs. 2, 3a,b; Pl. 10, fig. 2.

Material: Approximately 80 specimens. Mostly fragments of left valves up to 10 cm large; fewer right valves. Ten of the specimens have both valves partially preserved. The apex of the shell and the body space are not preserved in any of the specimens. The ligament groove is visible in six shells.

Description of Species: The shell is narrow, and strongly dorso-ventrally elongated with a tapered apex. Adult specimens measure from about 20 to more than 50 cm in height; their average width is 5 to 8 cm. The animal attached itself to the solid base with its left valve, which is approximately 1 to 2 cm thick. The right valve was free and thinner than the left; at its centre it measure approximately 0.5 to 1 cm. The shell is usually straight, but may be bent to the side (Pl. 3, fig. 2). Concentric growth lines can sometimes be seen on the rough and irregular outer surface.

The shape and interior of the shell is shown in fig. 2. The inner side of the shell is tripartite, which is characteristic of lithiotid bivalves. The central area is about 2 to 4 cm wide, and bordered by two feather-like areas. The feather-like appearance is created by growth lines, which can be joined into sheaves. The valves usually gaped at the edges of the feather-like areas. The soft body space of the shell was very small compared to the total size of the shell. The central area where the valves were tightly joined has a relief form. A more or less wide depression bordered by two ridges runs down the centre of the left valve and the central crest of the right valve fits tightly into it. Semicircular traces are often found on the central area; these are growth lines which the edge of the mantle left behind as it moved in the ventral direction.

At the apical end approximately down the middle of the cardinal area of both valves runs a deep and narrow groove (resilifer) in which the fibrous ligament was attached. The lamellar part of the ligament was attached at both sides of the groove. The height of the ligament groove varies with the specimens. Usually it measures 3 to 6 cm.

Slovenian specimens usually have recrystallised shells, but during fossilisation the parts with a different original microstructure were selectively coloured so that the characteristic features of the basic structure can often be observed in the sections (Buser I., 1989, Pl. 10; cf. Chinzei, 1982).

Comparison: The specimens of *Cochlearites* extracted from rock cannot be mistaken for any other bivalve. Confusion can arise when an attempt is made to determine the species from sections in the rock alone. They can be very similar to sections of *Lithioperna scutata*. However, in specimens of *Cochlearites* the left valve is thicker than the right, whereas in *Lithioperna* the two shells are equally thick. Normally in Lithioperna both valves fit tightly around the edges; one valve follows the other like a mirror image. In *Cochlearites* the valves often gape in the feather-like areas. The easiest to identify are cross-sections with a characteristic central ridge on the right valve and a corresponding depression on the left valve (Buser & Debeljak, 1996, p. 32 - fig. 4, p. 41 - fig. 15).

Individual specimens of *Cochlearites loppianus* can differ considerably from one another in the shape and size of the shell. Such variations have arisen owing to con-

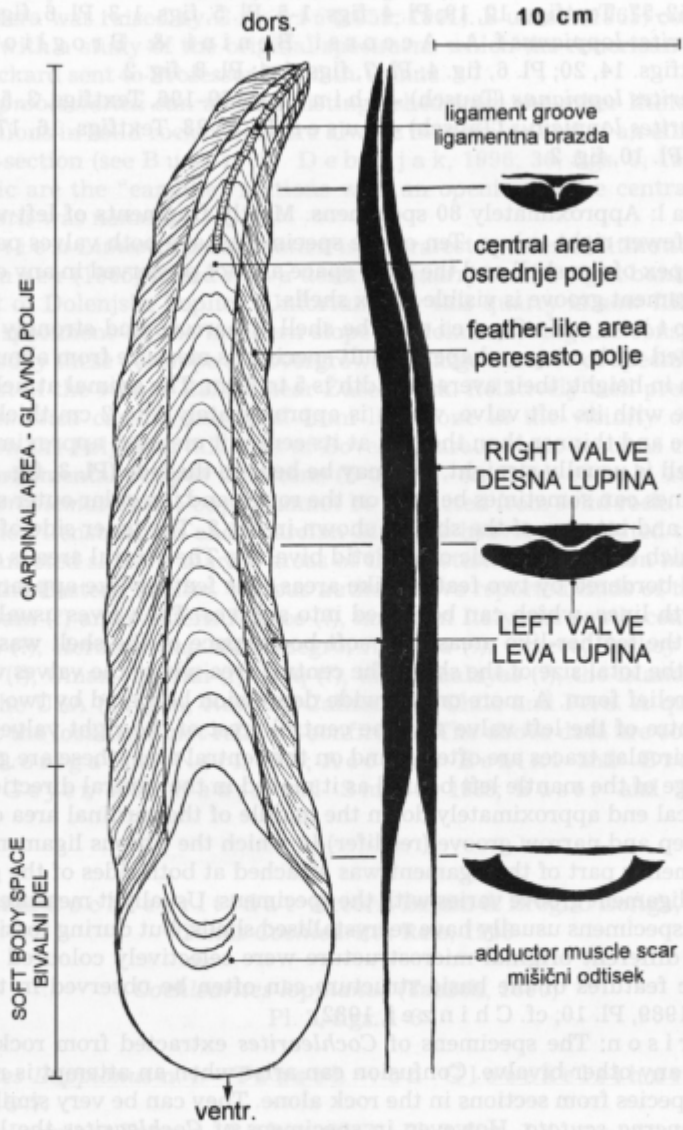


Fig. 2. *Cochlearites loppianus* (Tausch). Left: interior side of the right, fixed valve. Centre: longitudinal section of both valves. Right: cross sections at various heights. The growth position was subvertical, with the ventral end turned upwards

Sl. 2. *Cochlearites loppianus* (Tausch). Levo: notranja stran desne, proste lupine. Sredina: vzdolžni prerez čez obe lupini. Desno: prečni prerezi na različnih višinah. Življenjski položaj je bil pokončen; ventralni konec je bil pri tem obrnjen navzgor

stant adaptations to the environment and growth in tight communities or aggregates. Practically no two specimens have identical central areas. According to the ligament groove Reis (1903) identified three types of *Cochlearites*. Accorsi Benini and Broglio Loriga (1977) admitted only two types: the normal type, in which the ligament was connected to the mantle, and the abnormal type (forma A), in which a short, stunted fibrous ligament no longer had any connection with the living part of the bivalve, which can be ascertained by shifted mantle growth lines. Chinzei (1982, 193) showed that practically all adult specimens belong to the abnormal type or form A, which results from the ligament becoming stunted sooner or later during the growth of the bivalve. This finding makes irrelevant considerations of different types or even subspecies with regard to the appearance of the ligament area.

The systematic position of the *Lithiotis* and *Cochlearites* genera has not been finally determined, and their possible relationship is similarly not yet clear.

Localities: Buser (1965) found the finest specimens south-west of Lož and in the northern and southern parts of Mokrec. Today those localities are overgrown. Individual specimens can still be obtained at the Globočec spring west of Zagradec, and on the Stražišče hill east of Gorenje Jezero near Cerknica. *Cochlearites loppianus* also occurs in the Podpeč quarry, in the surroundings of Grčarevec near Logatec, at Borovec in the Kočevje region, and on Travna gora, as in these localities characteristic sections have been observed in limestone or dolomite.

Elsewhere in the world *C. loppianus* was found in northern Italy, the south-central Apennines, Montenegro, Greece and Morocco. It may possibly occur in western France, Somalia and on the island of Timor in Indonesia. (After: Broglio Loriga & Neri, 1976; Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977; Geyer, 1977; Buser & Debeljak, 1996).

Subordo **Pteriina** Newell, 1965

Superfamilia Pteriacea Gray, 1847

Familia Isognomonidae Woodring, 1925

Genus *Lithioperna* Accorsi Benini, 1979 - syn. *Lithiopedalion* Buser, 1965

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)

Pl. 4, fig. 1; Pl. 5, figs. 1a, b; Pl. 6, fig. 1; Pl. 7, figs. 1-3; Pl. 8, fig. 1; Pl. 9, figs 1a, b

? 1948 *Perna scutata* n. sp. - Dubar, 158-159; Pl. 11, figs. 1-3.

? 1948 *Perna* sp. nov. - Dubar, 159-161, Textfig. 51; Pl. 13, figs. 10a,b.

1965 *Lithiopedalion kuehni* n. sp., n. gen. - Buser, 21-22; Pl. 14, fig. 1.

1965 *Lithiopedalion* sp. - Buser, 20-21; Pl. 15, figs. 1-5; Pl. 16, figs. 1-3; Pl. 17, figs. 1, 2; Pl. 18, figs. 1-3.

1971 *"Perna"* - Berti Cavicchi, Bosellini & Broglio Loriga, 47-48, Textfigs. 5a,b; Pl. 3, figs. 1-3.

1976 *Lithiopedalion kuehni* Buser - Broglio Loriga & Neri, 656-657; Pl. 85, figs. 1, 2.

1979 *Lithioperna scutata* (Dubar), n. gen. - Accorsi Benini, 251-253, Textfigs. 1-12, 15; Pl. 1, figs. 1, 2; Pl. 2, figs. 1, 2; Pl. 3, figs. 1-4; Pl. 5, figs. 1, 2; Pl. 6, figs. 1, 2.

? 1979 *Lithioperna scutata* (Dubar) - Accorsi Benini, 251, Textfig. 14.

1989 *Lithioperna scutata* (Dubar) - B u s e r I., 30-34, Textfigs. 18, 19, 25; Pl. 4, fig. 1; Pl. 5, figs. 1-3; Pl. 11, fig. 1.
1996 *Lithiopedalion scutatus* (Dubar) - B u s e r & D e b e l j a k, 25, Textfigs. 4, 8.

M a t e r i a l: About 80 specimens, most with both valves preserved. Fragments of the apical parts of the central plate with ligament grooves are predominant in the collection. The marginal parts are generally missing.

D e s c r i p t i o n o f G e n u s a n d S p e c i e s: The shell is linguiform and often very large. Sections in the limestone reveal that some specimens reached a height of three-quarters of a metre. The marginal parts of the shell are very thin, and for this reason we have so far not succeeded in finding an undamaged intact specimen. Therefore, in citing size we have to rely on sections in the limestone. On average, the shells are 30 to 70 cm high. The height is usually about twice the length. From the side the shell is distinctly compressed. The two valves have the same shape, size and thickness, and fit closely. Together they are 1 to 4 cm thick. The longitudinal section often has an undulating appearance. The external surface of the valve is normally rough and irregular, and in some rare specimens concentric growth lines can be seen on it.

Characteristics of the shell interior are shown in Figure 3. Flat feather-like areas are well-formed at both sides with clearly visible increments. (These indicate the former lateral outline of the body cavity which shifted in the ventral direction with the growth of the bivalve.) The anterior feather-like area is generally larger and often bent into a knee shape. A byssal notch runs along its interior edge. Under the apex it is shaped like a byssal groove, and towards the body space it is bordered by two folds or edge lines. Between the two there is a ridge of greater or lesser width in the right valve, and a corresponding depression in the left valve that can be shallow (Pl. 5) or quite deep (Pl. 6).

Between the lateral feather-like areas is an even, fairly flat central area or plate, which covers the largest part of the interior of the shell. The bivalve's mantle was spread over this surface, and here both valves were tightly joined. Under the apex a characteristic ligament area is formed, with a straight or occasionally a semicircular upper edge. The ligament was multivincular. The fibrous ligament was placed in several ligament grooves or resilifers, while the lamellar ligament was attached in spaces between them. As the bivalve grew the ligament shifted in the ventral direction and left behind thin growth lines, which in the grooves are curved in a convex manner with respect to the apex, but between the grooves they are concave. The ligament grooves are generally sub-parallel. In several specimens the position and centre of gravity of the shell was changed during growth, and the ligament later progressed in a different direction to the original one. Sometimes the ligament grooves run so distinctly towards the anterior part that they reach the anterior feather-like area (Pl. 7, figs. 2, 3).

Even if the byssal notch on the anterior side is not preserved, it can be determined whether the specimen is the left or the right valve. First, a vertical boundary is traced between the central plate and the feather-like area, and then a straight line is imagined running through the ends of the ligament grooves. The angle made by the two lines is less than 90° on the anterior side and more than 90° on the posterior. The left and right valves can thus be distinguished.

The density of the ligament grooves can vary. With regard to the width of the lamellar part of the ligament, that is of the intervals between individual ligament grooves, two groups can be determined. In both groups the grooves are 2 to 3 mm wide.

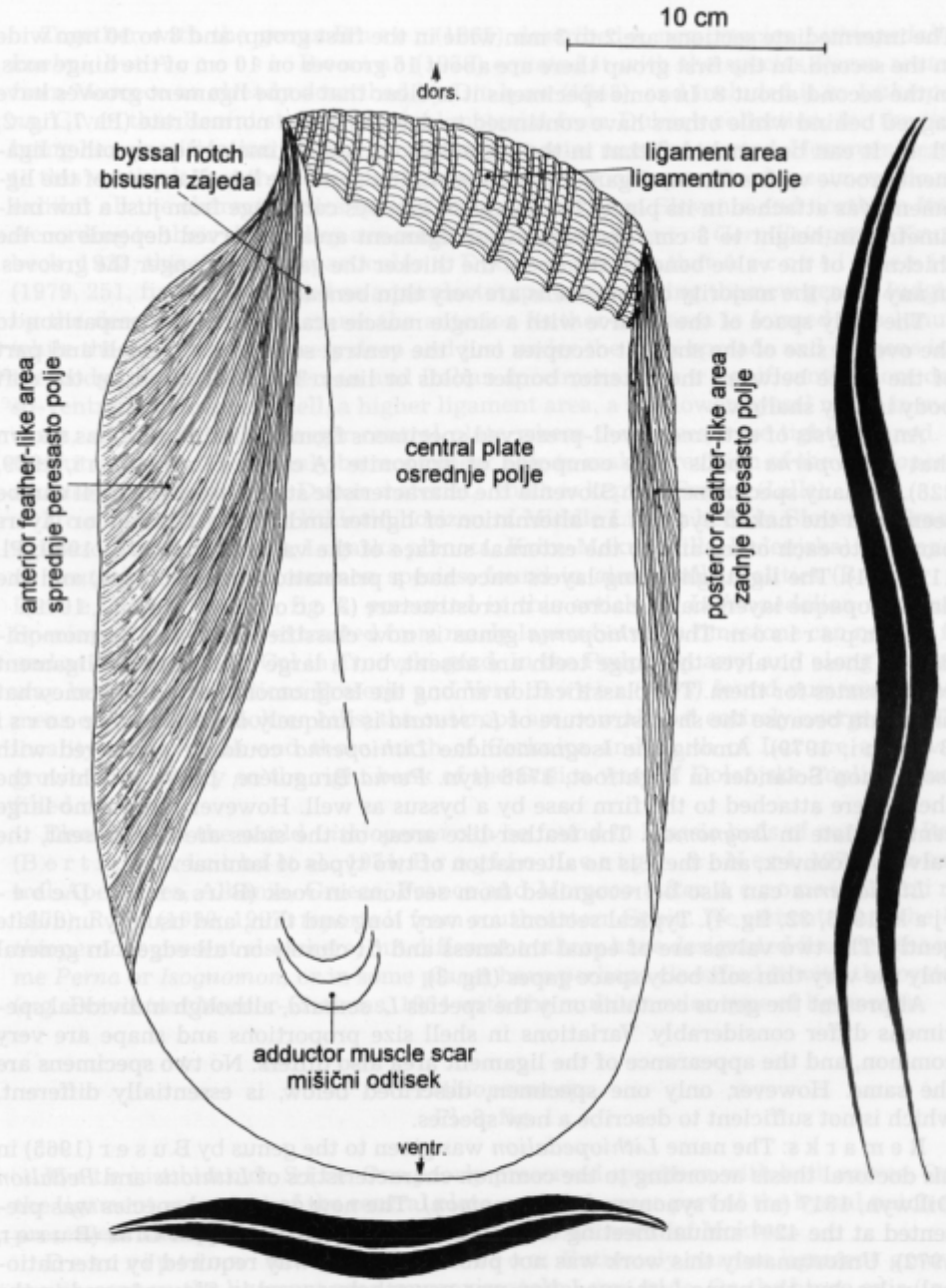


Fig. 3. *Lithioperna scutata* (Dubar). Left: inner surface of the right valve. Right: characteristic undulating longitudinal section of both valves. Bottom: cross sections through both valves

Sl. 3. *Lithioperna scutata* (Dubar). Levo: notranja površina desne lupine. Desno: značilen, valovit vzdolžni prerez obeh lupin. Spodaj: prečni prerez čez obe lupini

The intermediate sections are 2 to 3 mm wide in the first group, and 8 to 10 mm wide in the second. In the first group there are about 16 grooves on 10 cm of the hinge axis, in the second about 8. In some specimens it is clear that some ligament grooves have lagged behind while others have continued to develop at the normal rate (Pl. 7, fig. 2; Pl. 9). It can be concluded that in the second group approximately every other ligament groove with a fibrous ligament became stunted, and the lamellar part of the ligament was attached in its place. The ligament grooves can range from just a few millimetres in height to 8 cm. The amount of ligament area preserved depends on the thickness of the valve beneath the apex: the thicker the valve, the longer the grooves. In any case, the majority of specimens are very thin beneath the apex.

The body space of the bivalve with a single muscle scar is small in comparison to the overall size of the shell. It occupies only the ventral section of the shell and part of the space between the anterior border folds or lines. The depression for the soft body is very shallow.

An analysis of extremely well-preserved specimens from around Verona has shown that *Lithioperna* shells were composed of aragonite (Accorsi Benini, 1979, 228). In many specimens from Slovenia the characteristic structure of the shell can be seen with the naked eye, i.e. an alternation of lighter and darker laminae or layers parallel to each other and to the external surface of the valve (Buser I., 1989, Pl. 11, fig. 1). The light, glittering layers once had a prismatic microstructure, and the darker, opaque layers had a nacreous microstructure (Accorsi Benini, 1979).

Comparison: The *Lithioperna* genus is now classified with the Isognomonidae. In these bivalves the hinge teeth are absent, but a large multivincular ligament compensates for them. The classification among the Isognomonidae is still somewhat uncertain because the shell structure of *L. scutata* is uniquely developed (Accorsi Benini, 1979). Among the Isognomonidae *Lithioperna* could be compared with Isognomon Solander in Lightfoot, 1786 (syn. *Perna* Bruguiére, 1789), in which the shells were attached to the firm base by a byssus as well. However there is no large central plate in *Isognomon*. The feather-like areas on the sides are not present, the valve is biconvex, and there is no alternation of two types of laminae.

Lithioperna can also be recognised from sections in rock (Buser & Debeljak, 1996, 32, fig. 4). Typical sections are very long and thin, and usually undulate gently. The two valves are of equal thickness and fit closely on all edges. In general only the very thin soft body space gapes (fig. 3).

At present the genus contains only the species *L. scutata*, although individual specimens differ considerably. Variations in shell size proportions and shape are very common, and the appearance of the ligament area also differs. No two specimens are the same. However, only one specimen, described below, is essentially different, which is not sufficient to describe a new species.

Remarks: The name *Lithiopedalion* was given to the genus by Buser (1965) in his doctoral thesis according to the common characteristics of *Lithiotis* and *Pedalion* Dillwyn, 1817 (an old synonym for *Isognomon)*. The new genus and species was presented at the 42nd annual meeting of the Palaeontological Society in Graz (Buser, 1972). Unfortunately this work was not published in the way required by international rules, but the name *Lithiopedalion* was nevertheless used in Slovenia and in the literature elsewhere (cf. Bosellini, 1972; Broglio Loriga & Neri, 1976). After many years of collaboration he was overtaken in publication by the Italian palaeontologist Accorsi Benini (1979), who described the genus under the name: *Lithioperna*.

Together with the genus Buser (1965) described a new species *Lithiopedalion kuehni*, but Accorsi Benini (1979) equated it with the species *Perna scutata* from Morocco as already described by Dubar (1948), and included it in *Lithioperna*. Given that Benini studied original material from Dubar's collection, for the time being her classification of these as the same species must be trusted. However, despite this we think that three modest figures showing poorly preserved specimens do not exhibit all the characteristics typical of specimens from Slovenia and northern Italy. According to their shape they are considerably reminiscent of *Gervilleioperna* Krumbeck, 1923; this applies in particular to Dubar's specimen that Accorsi Benini (1979, 251, fig. 14) presented as a paralectotype in describing the new genus. Judging by the description and pictures the anterior feather-like area is formed as a lunule, while the byssal notch is very deep and just under the apex spreads and deepens into the body cavity. The Slovenian and Italian specimens have a significantly more dorso-ventrally elongated shell, a higher ligament area, a shallower byssal notch in most cases, and, above all, a larger central plate where the valves were tightly joined. In the future it would certainly be recommendable to make a revision of the *Lithioperna scutata* species using the Dubar material, which is kept in France (Lille).

Localities: In the lithiotid horizon of Middle Liassic beds in Slovenia (Trnovski gozd, Hrušica, Nanos, Logaška planota, Krim-Mokrec hills, Dolenjska) *Lithioperna scutata* is the most common species, found in almost all localities (Buser & Debeljak, 1996, 28, fig. 2; presented in this article as *Lithiopedalion scutatus*). Specimens that can be extracted from marly layers between limestone can now be found at Špik, north of Col in Trnovski gozd, in the Podpeč quarry, and along the railway between the stations Preserje and Verd. Buser (1965) found numerous specimens on the Krim-Mokrec hills; the outcrops are now almost entirely overgrown. The locality on Javornik and those north of Cerknica and south of Lož are also overgrown. The quarry on the right bank of the Sušica west of Dolenjske Toplice is now filled in.

Elsewhere in the world *Lithioperna* can be found in Liassic beds of northern Italy (Berti Cavicchi et al., 1971; Broglio Loriga & Neri, 1976), the central Apennines, Albania, Greece, France and Morocco (after Accorsi Benini, 1979). Rey (1990; 1997) reports it from southeastern Spain. We estimate that the *Lithioperna* is present elsewhere, but different authors have designated it under the name *Perna* or *Isognomon*, or in some places have perhaps classified it with the oysters (e.g. *Pernostrea* Munier-Chalmas, 1864 with the multivincular type of ligament).

? *Lithioperna* sp.
Pl. 9, fig. 1

Material and Site: One poorly preserved specimen with both valves. Only the ligament area, part of the central plate, and the upper part of the byssal notch are preserved. The specimen was found by a forest road north of Mokrec.

Description and Comparison: Extremely narrow ligament grooves are present on the ligament area, approximately 1 mm wide. On the hinge axis (in so far as it has been preserved), which is 11 cm long there are 36 ligament grooves. That is at least twice as many as is common for *Lithioperna scutata*. The height (more than 4 cm) and density of the ligament grooves could fit the *Isognomon* genus or the *Hippochaeta* Philippi, 1844 subgenus, which is known only from Tertiary strata. Howe-

ver in *Isognomon* the body cavity begins under the ligament, but in the specimen described, as in *Lithioperna scutata,* the ligament grooves end in the flat central plate, where the valves were tightly joined.

The specimen is too poorly preserved for a more detailed determination, or for the description of a new species.

Mode of Life of Lithiotid Bivalves

In southern Slovenia during the Middle Liassic lithiotid bivalves flourished in the mainly quiet environment of a more or less restricted shelf on the Dinaric Carbonate Platform. Individual species created monocolonies in the form of sea-bottom mats or biostromes with several lens-like accumulations. The moderate influence of the pelagic sea could be felt from the north. Sedimentation in the lagoon was rapid, and the substratum on the sea bed was principally composed of mud, which was determined with regard to the properties of the matrix in bivalve lumachelles. Biodiversity in such lumachelles is very low. Bivalves were able to build shells of three-quarters of a metre in length only under tropical or sub-tropical conditions. The palaeogeographical and palaeoecological conditions that enabled the existence of the characteristic bivalve fauna and the distribution of various species have already been described (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

A description of the living habits and special adaptations of individual genera is given below.

Lithiotis

Although the first investigators in Italy discovered *Lithiotis* 250 years ago, it still presents a puzzle to palaeontologists today. The specimens extracted from rock do not really resemble present-day bivalves, and it is not surprising that they were first described as plant remains (G ü m b e l, 1871; cf. 1890). It is supposed that the life of such bivalves developed as described below.

The larvae first swam or floated in water until they found a suitable attachment point. On the muddy sea floor the firmest substratum was presented by the shells of other bivalves, usually adult *Lithiotis* individuals. Juveniles fixed themselves to these with a sp cial adhesive substance, oriented in such a way that they could grow vertically up vards. Numerous *Lithiotis* specimens testify to this, having identically oriented you nger individuals fixed to their surfaces (B u s e r, 1965, Pl. 8, 9). It can also be seen from sections in the limestone that certain adults were literally cemented to each other (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, fig. 9). C h i n z e i (1982) suggested that the attachm ent area was small, and that cementation was possible only in juveniles. On the basis of our own observations we have concluded that these bivalves retained the capacity for cementation throughout their lives, thus the construction of their aggregates was very firm, and after death they often remained in their life position.

In any case *Lithiotis* bivalves lived in large groups, giving one another support and spreading out in bunches (fig. 4). Sedimentation of carbonate mud took place quite rapidly, so that the shell was permanently anchored in it. The body space increased only in young individuals, afterwards the shell grew only in height, in a subvertical

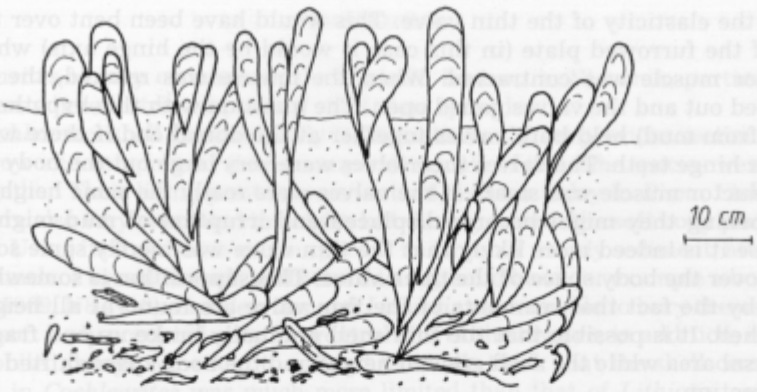


Fig. 4. Aggregate of *Lithiotis* shells; characteristic branching in subvertical direction

Sl. 4. Združba školjk rodu *Lithiotis;* značilno razraščanje v subvertikalni smeri

direction (cf. Göhner, 1980; Chinzei, 1982; Chinzei et al., 1982; Seilacher, 1984). Much can be learned about the growth from the incremental lines on the exterior surface and on the feather-like areas. They are combined into sheaves that on well-preserved specimens repeat approximately every centimetre. Chinzei (1982, 189-192) concluded that periods of faster and slower growth alternated, resulting in the appearance of annual rings. By counting the growth lines and measuring the size of the shell he reached the conclusion that it took about forty years for the shell to attain a height of 50 cm. During all this time mud gathered around it. Individuals that did not grow quickly enough became buried in mud. This often happened to juveniles, which owing to the crowd did not succeed in gaining living space. Whenever an individual became dangerously tilted, it was still able to correct its position during further growth. Such specimens with "bent knee" shells are very common (Pl. 2, fig. 1).

It is interesting that in *Lithiotis* it was only the thicker valve that was preserved, i.e. the valve cemented to the base. The opposite, free valve must have been extremely thin. Only pieces of thin crust on the thicker valve remained of it. In limestone too only single-valve *Lithiotis* specimens can be observed. Sometimes thin traces that could be fragments of the thinner valve are scattered among them (Buser & Debeljak, 1996, 36). Today it is still not known whether this valve was as big as the thicker, attached valve (Reis, 1903, 11; Chinzei, 1982, 181; Savazzi, 1996, 287), or whether it covered the bivalve's soft body only in the form of an operculum (Lupher & Packard, 1930; Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977, 21). The thicker attached valve was hollow under the lowermost part of the furrowed plate. Here the soft body found support, so that its weight did not burden the thin, free valve.

The mechanism of opening and closing the shell has not yet been fully explained. Usually in bivalves the valves are opened by a ligament functioning in the opposite way to the adductor muscle. Chinzei (1982, 193) suggested that there was no functional ligament in *Lithiotis,* and that the valves were able to open and close

due to the elasticity of the thin valve. This would have been bent over the ventral edge of the furrowed plate (in this case it would be the hinge axis) whenever the adductor muscle was contracted. When the muscle was relaxed, the thin valve stretched out and the valves gaped open. The question with this hypothesis is what (apart from mud) held both valves together at the dorsal end if there was no ligament or hinge teeth. The valves themselves were very large but the body space with the adductor muscle was small. If the valves were really the same height, then during opening they might become displaced and irruption of mud might occur. In this case it is indeed more likely that the thin valve was merely some sort of operculum over the body space of the thick valve. This supposition is somewhat contradicted by the fact that remnants of the thin valve are found at all heights on the thick shell. It is possible that the thin shell gradually broke up and fragmented in the dorsal area while the shell grew in height and the body space shifted in the ventral direction.

Also unsolved is the question of what function the central furrowed plate served. It can not be that this was just a frick of nature. There are no traces on it left behind by the mantle. The soft part of the bivalve did not extend to this area. Böhm (1892) even thought that the characteristic grooves arose secondarily, owing to weathering. Gümbel (1890, 65) and Buser (1965, 18) described the furrowed area as the place for the ligament. Reis (1903, 43) asserted that the ligament was stunted and that the indentation of the furrowed area acted as a sort of hinge. Accorsi Benini and Broglio Loriga (1977, 21-24) suggested that the furrowed area was just a superstructure that covered special internal tubes in the shell where thin mantle appendages, the centres of calcification, were located. The grooves would have originated as these internal tubes opened outwards. Recently Savazzi (1996) found evidence for the presence of the ligament on the furrowed plate, and suggested that in *Lithiotis* the ligament was active throughout the height of the furrowed area and not only on the ventral end or hinge axis, as is normal for bivalves with the multivincular ligament. In *Lithiotis* the ligament structure would have developed in a highly original way. Savazzi found that the ligament fibres were oriented and inserted in such a manner that they allowed small changes in the reciprocal distance of the valves. This increased the length over which the free valve flexed when the bivalve closed. Stress was thus more evenly distributed; tension was reduced, as was the possibility that the thin shell would break up or become damaged. Thus according to Savazzi the free valve was able to close by flexing, as established by Chinzei (1982), but not by articulating over the hinge axis.

Chinzei (1982; 1986) compared the shell shape and mode of growth of *Lithiotis* and *Cochlearites* with certain oysters that are also strongly elongated and live or used to live in a vertical position on soft, muddy ground: *Saccostrea* Dollfus & Dautzenberg, 1920, which live along the coast of east Africa and whose shape is reminiscent of rudists - the thin free valve is shaped like an operculum (Stenzel, 1971); and *Konbostrea* Chinzei, 1986, an Upper Cretaceous oyster from northern Japan, which is most similar to *Lithiotis* in its shape and growth pattern.

We assume that *Lithiotis problematica* was very selective in its choice of habitat. Data from Slovenian localities indicate that it formed monocolonies; it required its own living space which was not shared with other lithiotid bivalves and excluded the majority of other organisms as well (Buser & Debeljak, 1996). The *Lithiotis* genus is the rarest among lithiotid bivalves in Slovenia.

Cochlearites

Cochlearites is very common in the lithiotid horizon in Slovenia, particularly in those places where restricted parts of shelf were spread.

The *Cochlearites* shell grew similarly to *Lithiotis* shells (see previous section). Owing to its narrow and compressed shape many individuals of the same species were able to crowd together. Their living position was vertical, as seen today in *Pinna* Linné, 1758. Its shells are also very elongated in height, but during growth the soft body part increases in size. Using its foot *Pinna* can bury itself in sandy or muddy sediment, after which it uses a bunch of byssal threads to fix itself to any solid base, for example a buried stone (C o x, 1969, N8-N10). *Cochlearites* and *Lithiotis* were unable to bury themselves, as the small soft body occupied only the ventral end of the bivalve; in addition, one valve was immobile, always cemented to a fixed base. We think that the shell cementation capability in *Cochlearites* was much more limited than that of *Lithiotis,* and so the construction of their aggregates was not as firm. The sedimentation of calcareous mud in which the bivalve was anchored took place quite rapidly, thus the valve in any case had sufficient support. A considerable amount of fecal mud accumulated around the bivalves (suspension-feeders) themselves, because they continuously filtered large quantities of water in which small particles of nutritives floated. It can be imagined that the sedimentation environment must have been fairly calm. Strong waves and currents would have washed away the mud which supported the bivalves, and scattered them around the sea floor, where they would have perished.

C h i n z e i (1982, 193) considered that in *Cochlearites* the ligament was active only in very young individuals, but then became stunted and no longer had any connection with the mantle, that is with the living part of the body. The majority of bivalves need the ligament as like a spring it opposes the action of the adductor muscle, thus opening the valves whilst also connecting them. In *Cochlearites* the relief structure of the cardinal area assumed the role of the hinge teeth (which lithiotid bivalves do not have), so that the valves did not become displaced. Most of the shell was stuck in the mud. Therefore along its entire height the shell should not open, because mud would irrupt. In the cardinal area the valves were in close contact all the time, but in the body space they gaped somewhat, and thus remained flat and parallel during growth. The solid valves may have been elongated into the conchiolin-rich lamellae (C h i n z e i, 1982, 194). With the help of these elastic lamellae the bivalve was able to close hermetically like some of today's bivalves. When the adductor muscle relaxed, the lamellae flattened and left a narrow slit at the end. According to C h i n z e i the elasticity of the ventral parts of the valves replaced the ligament.

As in *Lithiotis,* the soft body was very small, and always remained above the level of the surrounding mud. The bivalve probably extended its mantle through the narrow slit at the ventral end, intercepting and absorbing the substances it needed to build a large shell.

Lithioperna

Of all the lithiotid bivalves in Slovenia *Lithioperna* was the most common. Its shells usually lie in limestone parallel to the bedding plane. Only rarely are layers with numerous subvertically oriented sections found, which tell us much about their original life position.

Originally *Lithioperna* shells were fixed to a firm object with the byssus, like other isognomonids. The byssal gland secreted a special sticky fluid that solidified in water into byssal threads. The byssus emerged from the anterior side of the valve. The anterior feather-like area is usually more strongly developed than that on the posterior. The anterior side of the shell was turned towards the weak currents that brought nutrients to the bivalve (fig. 5). In most specimens the ligament grooves run somewhat obliquely towards the anterior margin. The hinge axis runs through their lower ends. The obliqueness of the hinge axis can be explained on the assumption that the posterior side of the valve was more sunk in the soft sediment than the anterior. The hinge axis had to stay parallel to the surface of the substratum, otherwise mud would irrupt into the posterior during opening (fig. 5).

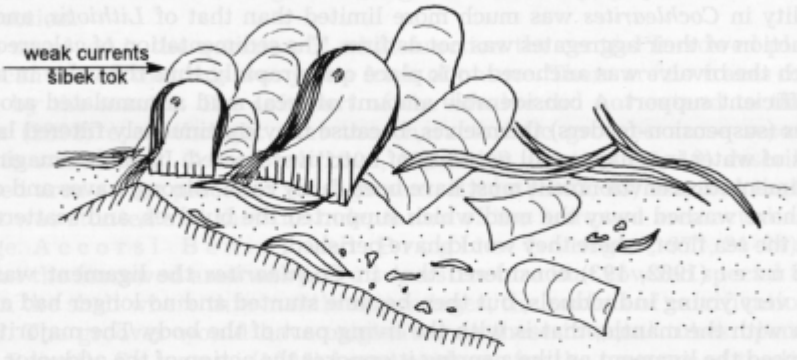


Fig. 5. Growth position in *Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion*). Mostly younger individuals grew vertically (left), providing mutual support, and branched radially. Some gradually tilted towards the soft sea floor, or even fell over (right). The right valve is not shown in two specimens so that the inner surface with ligament area can be seen

Sl. 5. Naravni položaj pri rodu *Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion*). Predvsem mlajši osebki so rastli navpično (levo) in se medsebojno podpirali ter razraščali. Nekateri so se sčasoma nagnili ali pa celo prevrnili na mehko morsko dno (desno). Desna lupina pri dveh primerkih ni narisana, zato da se vidi notranja površina z ligamentnim poljem

Like all lithiotid bivalves, *Lithioperna* grew rapidly in height. The effectiveness of the byssus was gradually diminished, and it became more difficult for it to hold the shell in an upright position. Adjacent individuals provided one another with support, like books on a book shelf. In addition they were anchored in the mud. Those individuals whose support was not solid enough eventually overturned, and spent the remainder of their life lying flat on the sea floor. According to A c c o r s i B e n i n i (1979, 245-246) the shell was able to adapt its growth so that the ventral end of the valve with the soft body always remained above the level of the mud. The changes in the direction of growth gave the specimen a characteristic wave-like appearance. This undulation also helped maintain effective mutual contact between the two valves. The large, flat shell was stable on the sea floor and did not sink into the soft sediment. From time to time weak tidal currents washed mud away from it. *Lithioper-*

na bivalves were probably also capable of cleaning themselves, as certain oysters do: by rapidly contracting the adductor muscle they can squirt a strong jet of water out of the mantle cavity to clean their surface (S t e n z e l, 1971, N1001).

Lithioperna bivalves lived in such shallow water that occasionally they may have found themselves on dry ground. In such cases the valves sealed hermetically. They also closed in such a manner when the decay of organic matter caused oxygen-depleted conditions on the sea floor. In such periods the bivalve was forced to breath anaerobically. According to A c c o r s i B e n i n i (1979, 228-242) this is reflected in the shell microstructure: During growth, when the valves gaped open the mantle absorbed Ca^{2+} ions and secreted nacre on its external surface. During periods of anaerobic respiration acidic products accumulated in the extrapallial liquid between the mantle lobe and the shell wall and reacted with the shell. To neutralise the acidity, calcium ions were released. During this process the shell's internal layer, which previously had a nacreous microstructure, took on a new pseudoprismatic appearance. This happened repeatedly, and the shell consequently has two types of alternating laminae or layers with a different microstructure.

Owing to the size and undulating shape of the shell the ligament was under considerable stress during opening. The fibrous part of the ligament was located in several ligament grooves (i.e. resilifers). When the adductor muscle contracted, the fibres were compressed, and when it relaxed, the fibres stretched out like a spring. During this process the valves opened somewhat. The lamellar part of the ligament, which was attached between the grooves, connected the two valves. Owing to the mechanical load the ligament was permanently cracked and decayed at the dorsal end. As it was composed of organic matter, it was also destroyed by bacteria. Therefore only the ventral part of the ligament, continuously excreted by the mantle isthmus, was active. This occurs in many bivalves that have a similar type of ligament, i.e. multivincular (S t e n z e l, 1979, N971-974). The hinge axis also shifted in the ventral direction together with the ligament. In certain specimens the ligament grooves ceased growing and the lamellar ligament attached itself in their place. This probably occurred because effective contact between the two valves was essential. The fibrous ligament, used for opening, was not so important. Moreover, at the ventral end the solid valves gaped open by a few millimetres for most of the time, and thus during growth remained flat and parallel; they did not become curved as in most other bivalves. *Lithioperna* bivalves may have secreted poisonous mucus from the ventral slit as a defence measure. It is supposed that the opening was sealed when necessary by thin elastic scales or lamellae that fringed the greatly thinned ventral edge of the two valves, as in *Lithiotis* and *Cochlearites*. Such lamellae have not been preserved as fossils, because they were poorly calcificated and rich in organic matter (cf. S t e n z e l, 1971, N977). In numerous present-day oysters such conchiolin lamellae are semi-translucent and dark brown to olive in colour, with a horny appearance. Even during the lifetime, they are prone to split and decay in the old parts.

The largest part of the shell interior in *Lithioperna* is occupied by the central plate. The bivalve's mantle spread over its entire surface. The mantle was also a respiratory organ, relieving the gills. From the water it absorbed oxygen and the calcium ions needed to build the shell (S t e n z e l, 1971, N967). The larger mantle surface in *Lithioperna* provided a larger respiratory capacity, which was needed to enable the bivalve to thrive and build an immense shell.

Conclusion

The period in which lithiotid bivalves flourished was relatively short. They mostly disappeared in the transition from the Pliensbachian to the Toarcian. Their extinction was hastened by extensive tectonic movements, changes in the sea level causing fundamental changes in habitat and the environment which highly specialised organisms could not successfully respond to (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

The similarity of the sessile mode of life in a specific environment (muddy substratum, rapid sedimentation) and in dense aggregates, and the associated morphological properties and adaptations characteristic of the convergent and contemporary genera *Lithiotis, Cochlearites* and *Lithioperna,* justify the use of a common name, although the name lithiotid bivalves does not have any taxonomic significance.

All three genera are distinguished by their very large, unusually shaped and remarkably variable shells. Their principal characteristic is their flatness and height elongation, i.e. in the direction of growth, which made more or less constant progress during their entire lifetime. The body space of lithiotid bivalves was unusually small: it occupied only the far ventral end of an otherwise very large shell. The valves were tightly joined over almost the entire surface. All three genera have a tripartite internal construction in common, with feather-like areas on the sides and a central area with a very different shape in the middle. Lithiotid bivalves had a considerable capacity for twisting as they grew.

The great variability of lithiotid bivalves can be attributed to the constant adaptation of the growth of the shell to changes in the environment and in the close community in which hundreds of individuals of the same species crowded together, thus providing mutual support and spreading out in bunches, similarly to plants in their search for sunlight.

Lithiotid bivalves are undoubtedly one of the most interesting and distinctive fossil groups in Slovenia. Since their first discovery (B u s e r, 1965) a systematic description has long been delayed. This paper also presents their mode of life, which was reconstructed using the authors' own observations and the findings of numerous researchers from around the world. Many questions remain unanswered, and new findings on these unusual bivalves can be expected in the future.

Acknowledgements

The photographs of lithiotid bivalves were made by Franci Cimerman and Marjan Grm. Alba Debeljak translated papers from Italian. The translation of the Slovene text into English was done by Dan Ryan. The authors would like to express their gratitude to all those who assisted in the paper's development in any way.

Litiotidne školjke v Sloveniji in njihov način življenja

Uvod

V srednjem liasu so školjke množično poseljevale pretežno mirno, blatno dno zaprtega šelfa na Dinarski karbonatni platformi. Horizont s školjkami se v spodnjejurskih plasteh južne Slovenije skorajda ne izklinja; njegova debelina na nekaterih mestih doseže kar 75 metrov. Po značilnih školjkah ga imenujemo "litiotidni horizont". B u s e r (1965, 44-46) ga je uvrstil v pliensbachij oziroma njegov zgornji del - domerij. V predzadnji številki Geologije so bila predstavljena najpomembnejša nahajališča spodnjejurskih školjk v Sloveniji, ki se sicer razprostirajo v dolžini več kot sto in v širini več deset kilometrov. Podane so bile paleoekološke razmere, ki so omogočile razcvet značilne školjčne favne (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

V tokratnem prispevku so sistematično opisane litiotidne školjke in njihov način življenja. Izraz litiotidne školjke je pri nas še vedno v veljavi, čeprav nima več taksonomskega pomena. Združuje tri zelo pogostne in značilne, na prvi pogled podobne rodove *Lithioperna* (syn. *Lithiopedalion*), *Cochlearites* in *Lithiotis*. Vsi trije rodovi so bili široko razširjeni po obrobnih plitvomorskih predelih zahodnega in južnega obrobja Tetide in celo vzhodnega Pacifika (rod *Lithiotis*). Litiotidne školjke so zato paleogeografsko, biostratigrafsko in paleoekološko zelo pomembne. Zaslovele pa so predvsem po zaslugi svoje nenavadne oblike, ki paleontologe še danes izziva k različnim znanstvenim razlagam.

Preostale vrste spodnjejurskih školjk iz južne Slovenije bodo predstavljene ob drugi priložnosti.

Dosedanje raziskave litiotidnih školjk v Sloveniji

V letih 1959-65 je B u s e r (1965) geološko kartiral ozemlje južne Slovenije. Pri tem je razčlenil jurske plasti in nabral bogat fosilni material, predvsem na stotine primerkov nenavadno oblikovanih velikolupinskih školjk. Med njimi je določil vrsti *Lithiotis problematica* in *Cochlearites loppianus*, ki so ju prej poznali s klasičnih nahajališč severne Italije. Ugotovil je, da večina primerkov v južni Sloveniji pripada novemu rodu školjk z večveznim ligamentom. V svoji doktorski disertaciji ga je poimenoval *Lithiopedalion*. Skupaj z rodovoma *Lithiotis* in *Cochlearites* ga je zaradi očitne podobnosti uvrstil v družino Lithiotidae. B u s e r (1972) je svoje delo predstavil na mednarodnem srečanju paleontologov v Gradcu, vendar ga žal ni objavil na način, kot zahteva Kodeks zoološke nomenklature. Rod *Lithiopedalion* je bil kasneje opisan pod novim imenom *Lithioperna* (A c c o r s i B e n i n i, 1979).

Sistematski opisi litiotidnih školjk

Subclassis PTERIOMORPHIA Beurlen, 1944

Ordo **Pterioida** Newell, 1965

? Subordo **Lithiotina** Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977

? Superfamilia L i t h i o t a c e a Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977

Familia L i t h i o t i d a e Reis, 1903
Genus *Lithiotis* Gümbel, 1871

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Tab. 1, sl. 1-3; tab. 2, sl. 1-3

M a t e r i a l: Več kot sto primerkov. Večinoma so to nekaj centimetrov visoki deli lupin z lepo razpoznavnimi značilnostmi. Pri šestih je ohranjen vrh. Le pet primerkov ima ohranjen del bivalne votline.

O p i s: Značilno je, da je vedno ohranjena le ena lupina, tj. tista, s katero se je školjka pritrdila na trdno podlago. Po C h i n z e i-ju (1982) je to desna lupina. Druga lupina je bila tako tanka, da se je ohranila le fragmentarno. O njej pričajo koščki 1-2 mm debele apnenčeve "skorje", ki jih najdemo kjerkoli na notranji površini debelejše lupine. Vrsta *Lithiotis problematica* je trakaste oblike, ozka in izrazito dorzo-ventralno razpotegnjena. Sklepamo, da so odrasli primerki merili v višino 20-50 cm (najbrž pa tudi več) in so bili široki okoli 4-7 cm. Vrh je koničasto priostren. Od strani je lupina sploščena, zato je prečni presek eliptičen. Pri večini primerkov je lupina debela 1-2 cm. Vrh je pokončen ali pa nagnjen v katerokoli stran. Lupina je včasih ravna, včasih pa precej upognjena (tab. 2, sl. 1, 2). Zunanja površina pritrjene lupine je nepravilno valovita; takšna, kakršno imajo ostrige. Zelo redko opazimo na njej drobne koncentrične prirastnice.

Slika 1 shematično ponazarja obliko pritrjene lupine in značilnosti njene notranjosti. Hruškasto oblikovani bivalni del je bil pri odraslih osebkih v primerjavi s celotno velikostjo lupine izredno majhen; omejen je bil le na njen ventralni konec. Mehko telo školjke je za nekaj centimetrov segalo tudi v izvotljeni del lupine, ki ga imenujemo umbonalna votlina. Notranji opornik jo deli na manjši in večji del. Ob straneh notranje površine debelejše lupine sta peresasti polji. Sestavljajo ju prirastnice, ki se včasih združujejo v snope (tab. 1, sl. 2). Med peresastima poljema je navpično, okoli 2-4 cm široko brazdasto polje, ki je nekoliko dvignjeno nad stranski peresasti polji. Po vsej njegovi višini potekajo vzporedne brazde z vmesnimi grebeni, ki se cepijo v plitvejše brazde in grebenčke in ti v še plitvejše. Tako v osrednjem delu razločimo, odvisno od ohranjenosti, od manj kot 8 do več kot 50 brazd.

Struktura oziroma mikrostruktura lupine je opisana v naslednjih delih: A c c o r s i B e n i n i in B r o g l i o L o r i g a (1977) in C h i n z e i (1982) ter povzeta v: B u s e r I. (1989).

P r i m e r j a v a: Iz kamnine izluščeni primerki vrste *Lithiotis problematica* imajo kljub zelo izraženi variabilnosti tako svojstvene značilnosti, da jih ne moremo zamenjati z nobeno drugo vrsto. O enkratnosti te školjke priča tudi dejstvo, da jo danes kot edino vrsto uvrščamo v družino Lithiotidae in skupaj z vrsto *Cochlearites loppianus* v samostojen podred Lithiotina (po A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977). Možno povezavo z ostrigami (B ö h m, 1892) sta omenjeni italijanski paleontologinji ovrgli na podlagi dokazov, da so bile lupine prvotno aragonitne, medtem ko imajo ostrige kalcitne lupine. Sistematska uvrstitev rodov *Lithiotis* in *Cochlearites* še ni dokončno rešena. C h i n z e i (1982) meni, da sta taksonomsko blizu naddružini Pteriacea, še posebno družini Isognomonidae.

Na možno istovetnost rodov *Lithiotis* in *Plicatostylus*, slednji je bil kasneje opisan iz Oregona, je opozoril že G r u b i ć (1959 oz. 1961). B u s e r (1965) je to domnevo potrdil s študijem originalnih primerkov, ki sta jih ameriška avtorja Lupher in Packard poslala profesorju Kühnu na Dunaj.

Od drugih litiotidnih školjk lahko vrsto *Lithiotis problematica* ločimo tudi po presekih v trdni kamnini. Ti so vedno enolupinski in imajo v prečnem prerezu eliptično obliko (glej B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 36, sl. 9, 10). Posebno značilni so "ušesasti" preseki z odprtino v sredini, po katerih je rod *Lithiotis* dobil svoje ime.

N a h a j a l i š č a: Vrsta *Lithiotis problematica* je med vsemi litiotidnimi školjkami v Sloveniji najredkejša. B u s e r (1965) jo je našel v opuščenem kamnolomu na desnem bregu Sušice zahodno od Dolenjskih Toplic. Na žalost je danes ta kamnolom zasut. Nekaj primerkov je Buser našel tudi na severnem pobočju Mokrca, ko so tam gradili novo cesto. Danes so ti useki preraščeni. Zelo številne primerke še vedno najdemo vzhodno od vasi Zafara pri Žužemberku. Razmeroma dobro ohranjene lupine *L. problematica* je mogoče izluščiti iz apnenca nedaleč od izvira Glijun in na hribu Poljanica zahodno od Bovca. V okrasnem podpeškem kamnu lahko opazujemo značilne preseke te vrste (B u s e r & D e b e l j a k, 1996), vendar školjk *L. problematica* v Podpeči ne moremo izluščiti iz trdnega apnenca.

Lithiotis je v pliensbachiju in toarciju množično poselil obsežne, med seboj povezane plitvomorske predele zahodnega in južnega obrobja Tetide ter vzhodnega Pacifika. Različni avtorji poročajo, da so ga našli v južni Španiji (?), zahodni Franciji (?), severni Italiji, na Apeninih, Hrvaškem (?), v Hercegovini, Črni gori, Albaniji (?), Grčiji, Turčiji (?), Maroku (?), Somaliji (?), Omanu (?), Iranu (?), Iraku (?), na Himalaji (?), na otoku Timor v Indoneziji, v ZDA (Oregon, Nevada, Kalifornija), Čilu in Peruju. Nahajališča, ob katerih je postavljen vprašaj, niso zanesljivo potrjena. Podatki so povzeti po: B r o g l i o L o r i g a in N e r i, 1976; A c c o r s i B e n i n i in B r o g l i o L o r i g a, 1977; G e y e r, 1977; N a u s s in S m i t h, 1988; B u s e r in D e b e l j a k, 1996.

Familia C o c h l e a r i t i d a e Accorsi Benini & Broglio Loriga, 1977

Genus *Cochlearites* Reis, 1903

Cochlearites loppianus (Tausch, 1890)

Tab. 3, sl. 1-3

M a t e r i a l: Okoli 80 primerkov. Večidel so to do 10 cm veliki kosi levih lupin; desnih lupin je manj. Deset primerkov ima delno ohranjeni obe lupini. Vrh lupine in bivalna votlina nista ohranjeni pri nobenem primerku. Na šestih lupinah je vidna ligamentna brazda.

O p i s v r s t e: Lupina je ozka, močno dorzo-ventralno razpotegnjena in ima koničast vrh. Odrasli primerki merijo v višino od približno 20 do več kot 50 cm; široki so povprečno 5 do 8 cm. Z levo lupino se je žival pritrdila na stabilno podlago; debela je približno 1 do 2 cm. Desna lupina, ki je bila prosta, je tanjša od leve; v sredini meri okoli 0.5 do 1 cm. Školjka je ponavadi ravna, lahko pa je tudi upognjena vstran (tab. 3, sl. 2). Na grobi, nepravilni zunanji površini včasih opazimo koncentrične prirastnice.

Obliko in notranjost lupine ponazarja slika 2. Notranja stran lupine ima za litiotidne školjke značilno tridelno zgradbo. Osrednje polje je široko okoli 2 do 4 cm, omejujeta pa ga peresasti polji. Peresast videz ustvarjajo prirastnice, ki se lahko združujejo v snope. Na obrobju peresastih polj sta lupini običajno zevali. Bivalni del školjke je bil v primerjavi s celotno velikostjo lupine zelo majhen. Osrednje oz. glavno polje, kjer se lupini tesno stikata, je reliefno oblikovano. Po sredini leve lupine poteka bolj ali manj široka globel, ki jo omejujeta dva grebena. Vanjo se prilega osrednji

greben desne lupine. Vsi omenjeni reliefi blizu telesne votline poplitvijo in niso več tako izraziti. Na osrednjem polju pogosto opazimo polkrožne sledi; to so prirastnice, ki jih je plaščni rob puščal za seboj, ko se je pomikal v ventralni smeri.

Pod vrhom, približno po sredini glavnega polja obeh lupin, poteka globoka, ozka brazda (resilifer), v kateri je imel sedež vlaknati oziroma fibrozni del ligamenta. Lamelarni del ligamenta se je pritrjal ob straneh te brazde. Ligamentna brazda je pri različnih osebkih različno visoka. Ponavadi meri od 3 do 6 cm.

Slovenski primerki imajo večinoma prekristaljene lupine, med fosilizacijo pa so se deli s prvotno različno mikrostrukturo selektivno obarvali, tako da se v presekih pogosto razločijo značilne poteze osnovne zgradbe lupine (B u s e r I., 1989, tab. 10; cf. C h i n z e i, 1982).

P r i m e r j a v a: Iz kamnine izluščeni primerki rodu *Cochlearites* so tako značilni, da jih ne moremo zamenjati z nobeno drugo školjko. Do zamenjave lahko pride, če skušamo ugotoviti vrsto le po presekih v kamnini. Ti so lahko precej podobni presekom vrste *Lithioperna scutata*. A pri rodu *Cochlearites* je leva lupina debelejša od desne, medtem ko ima *Lithioperna* obe lupini enako debeli. Običajno se lupini rodu Lithioperna ob vseh robovih tesno prilegata; ena lupina kot negativ sledi drugi. Pri rodu *Cochlearites* lupini na obrobju peresastih polj večinoma zevata. Najbolj značilni in nedvoumni pa so prečni preseki z značilnim osrednjim grebenom v desni in z ustrezno vboklino v levi lupini (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 32- sl. 4, 41- sl. 15).

Posamezni primerki vrste *Cochlearites loppianus* se lahko med seboj precej razlikujejo tako po obliki kakor po velikosti lupine. Takšne variacije so nastale zaradi stalnega prilagajanja okolju in zaradi rasti v tesnih združbah. Praktično niti dva primerka nimata enakega osrednjega polja. Glede na videz ligamentne brazde je R e i s (1903) ločil tri tipe rodu *Cochlearites*. A c c o r s i B e n i n i in B r o g l i o L o r i g a (1977) sta priznali le dva tipa. Normalni tip naj bi bil tisti, pri katerem je ligament imel zvezo s plaščem, nenormalni tip (forma A) pa naj bi imel kratek, zakrnel vlaknati ligament, ki ni imel več povezave z živim delom školjke, kar lahko ugotovimo po odmaknjenih plaščevih prirastnicah. C h i n z e i (1982, 193) je dokazal, da praktično vsi odrasli osebki pripadajo nenormalnemu tipu oziroma formi A, kar je posledica tega, da je ligament pri rasti školjke prej ko slej zakrnel. S to ugotovitvijo odpadejo razmišljanja o različnih tipih ali celo podvrstah glede na videz ligamentnega polja.

Sistematska uvrstitev rodov *Lithiotis* in *Cochlearites* še ni dokončno rešena, prav tako ni pojasnjena njuna morebitna sorodnost.

N a h a j a l i š č a: B u s e r (1965) je najlepše primerke našel jugozahodno od Loža in na severnem in južnem pobočju Mokrca. Danes so ta nahajališča zaraščena. Posamezne primerke še vedno dobimo pri izviru Globočec zahodno od Zagradca in na hribu Stražišče vzhodno od Gorenjega Jezera pri Cerknici. Vrsta *Cochlearites loppianus* zagotovo nastopa tudi v podpeškem kamnolomu, v okolici Grčarevca pri Logatcu, pri Borovcu na Kočevskem in na Travni gori, kajti v teh nahajališčih smo opazili značilne preseke v apnencu oziroma dolomitu.

Drugod v svetu so vrsto *C. loppianus* našli v severni Italiji, Apeninih, Črni gori, Grčiji in Maroku. Morda nastopa tudi v zahodni Franciji, Somaliji in na otoku Timor v Indoneziji. (Po: B r o g l i o L o r i g a & N e r i, 1976; A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977; G e y e r, 1977; B u s e r & D e b e l j a k, 1996.)

Subordo **Pteriina** Newell, 1965
Superfamilia P t e r i a c e a Gray, 1847
Familia I s o g n o m o n i d a e Woodring, 1925
Genus *Lithioperna* Accorsi Benini, 1979 - syn. *Lithiopedalion* Buser, 1965

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Tab. 4, sl. 1; tab. 5, sl. 1a, b; tab. 6, sl. 1; tab. 7, sl. 1-3; tab. 8, sl. 1; Tab. 9, sl. 1a, b

M a t e r i a l: Približno 80 primerkov; večina med njimi ima ohranjeni obe lupini. V zbirki prevladujejo fragmenti vrhnjih delov glavnega polja z ligamentnimi brazdami. Obrobni deli v splošnem niso ohranjeni.

O p i s r o d u i n v r s t e: Lupina ima jezičasto obliko in je pogosto izrazito velika. Preseki v apnencu pričajo, da so nekateri osebki dosegli v višino kar 3/4 metra. Obrobni deli lupine so zelo stanjšani, zato nam doslej še ni uspelo najti nepoškodovanega, v celoti ohranjenega primerka. Pri navajanju velikosti smo se zato prisiljeni opirati na preseke v apnencu. V povprečju merijo lupine v višino 30 do 70 cm. Višina je ponavadi približno dvakrat večja od dolžine. Od strani je školjka izrazito sploščena. Obe lupini sta po obliki, velikosti in debelini enaki ter se tesno prilegata. Skupaj sta debeli 1 do 4 cm. Vzdolžni presek ima pogostokrat valovit videz. Zunanja površina lupine je ponavadi vegasta in nepravilna. Pri redkih primerkih pa se na njej vidijo koncentrične prirastnice.

Značilnosti notranjosti lupine ponazarja slika 3. Ob straneh sta razviti ploski peresasti polji z razločno vidnimi prirastnicami. (Prirastnice kažejo nekdanji stranski obris telesne votline, ki se je z rastjo školjke pomikala v ventralni smeri). Sprednje peresasto polje je praviloma večje in velikokrat kolenasto upognjeno. Ob njegovem notranjem robu poteka bisusna zajeda. Pod vrhom je oblikovana kot bisusna brazda, proti bivalnemu delu lupine pa jo omejujeta sprednji obrobni gubi oziroma obrobni liniji. Med njima je v desni lupini bolj ali manj izrazit širok greben, v levi lupini pa ustrezna poglobitev, ki je lahko plitva (tab. 5) ali precej globoka (tab. 6).

Med stranskima peresastima poljema je gladko, bolj ali manj ravno osrednje polje, ki zavzema največji del notranjosti lupine. Po tej površini se je raztezal školjkin plašč in tu sta se lupini tesno stikali. Pod vrhom je razvito značilno ligamentno polje z ravnim oziroma redkeje polkrožnim zgornjim robom. Ligament je bil večvezen. Vlaknati ali fibrozni del ligamenta se je pritrjal v več ligamentnih brazdah, med katerimi je imel sedež lamelarni del ligamenta. Z rastjo školjke se je ligament selil v ventralni smeri in puščal za sabo drobne prirastnice, ki so v brazdah upognjene konveksno glede na vrh, med brazdami pa so konkavne. Ligamentne brazde so običajno približno vzporedne. Pri nekaterih primerkih pa je med rastjo prišlo do spremembe v legi oziroma težišču lupine in ligament je poslej napredoval v drugi smeri kakor na začetku. Ligamentne brazde včasih potekajo tako izrazito proti sprednjemu delu, da lahko dosežejo sprednje peresasto polje (tab. 7, sl. 2, 3).

Tudi če bisusna zajeda na sprednji strani nekega primerka ni ohranjena, lahko ugotovimo, ali gre za desno ali levo lupino. Mejo med osrednjim in peresastim poljem postavimo navpično. Skoz konce ligamentnih brazd si zamislimo premico. Kot, ki ga oklepa z navpičnico, je na sprednji strani manjši od 90 stopinj, na zadnji pa večji. S tem sta določeni leva in desna lupina.

Gostota ligamentnih brazd je lahko različna. Glede na širino lamelarnega dela ligamenta, to je presledkov med posameznimi ligamentnimi brazdami, ločimo dve

osnovni skupini. Brazde so v obeh skupinah široke 2-3 mm. Razmiki med njimi so v prvi skupini široki 2-3 mm, v drugi pa 8-10 mm. V prvi skupini naštejemo približno 16 brazd na 10 cm sklepnega roba, v drugi pa jih je približno 8. Pri nekaj primerkih je razvidno, da so posamezne ligamentne brazde zaostale v rasti, medtem ko so druge rastle naprej (tab. 7, sl. 2; tab. 9). Sklepamo lahko, da je v drugi skupini približno vsaka druga brazda z vlaknatim ligamentom zakrnela in se je na njeno mesto pritrjal lamelarni del ligamenta. Ligamentne brazde so lahko visoke le nekaj mm pa tja do 8 cm. Od debeline lupine pod vrhom je odvisno, koliko ligamentnega polja se je ohranilo. Debelejša je lupina, daljše so brazde. Večina primerkov pa je pod vrhom močno stanjšana.

Bivalni del školjke z enim mišičnim odtiskom je v primerjavi s celotno velikostjo lupine majhen. Zavzema le ventralni del lupine in deloma prostor med sprednjima obrobnima gubama. Depresija za mehko telo je zelo plitva.

Analiza izredno dobro ohranjenih primerkov iz okolice Verone je pokazala, da so bile lupine rodu *Lithioperna* prvotno aragonitne (A c c o r s i B e n i n i, 1979, 228). Pri mnogih primerkih iz Slovenije že s prostim očesom opazimo značilno zgradbo lupine, to je menjavanje svetlejših in temnejših lamin oziroma plasti, ki so vzporedne med seboj in z zunanjo površino lupine (B u s e r I., 1989, tab. 11, sl. 1). Svetle, bleščeče lamine so imele nekoč prizmatsko mikrostrukturo, temnejše, motne plasti pa mikrostrukturo biserne matice (A c c o r s i B e n i n i, 1979).

P r i m e r j a v a: Rod *Lithioperna* danes uvrščamo med Isognomonidae. Sklepne zobce pri teh školjkah nadomešča velik večvezni ligament. A c c o r s i B e n i n i j e v a (1979) je pred uvrstitvijo med izognomonide postavila vprašaj, ker je struktura lupine pri vrsti *L. scutata* razvita zelo samosvoje. Med izognomonidami bi lahko z rodom *Lithioperna* primerjali rod *Isognomon* Solander in Lightfoot, 1786 (syn. *Perna* Bruguiére, 1789), pri katerem so se lupine pritrjale na podlago prav tako z bisusom. Vendar, pri rodu *Isognomon* ni velikega osrednjega stičnega polja. Peresasti polji ob straneh nista razviti, lupina je bikonveksna in v strukturi lupine se ne menjavata dve vrsti lamin.

Rod *Lithioperna* lahko spoznamo tudi po presekih v kamnini (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 32, sl. 4). Značilni preseki so zelo dolgi, tanki in ponavadi rahlo valoviti. Obe lupini sta enako debeli in se na vseh robovih tesno prilegata. Običajno zeva le močno stanjšani bivalni del lupine (slika 3).

Rod *Lithioperna* zaenkrat obsega le vrsto *L. scutata*, čeprav se posamezni primerki med seboj precej razlikujejo. Variacije v razmerjih dimenzij in obliki lupin so izredno številne. Različno je tudi ligamentno polje. Niti dva primerka nista enaka. Vendar, bistveno odstopa le primerek, opisan v nadaljevanju, ki pa ne zadošča za opis nove vrste.

P r i p o m b e: Ime rodu *Lithiopedalion* je postavil B u s e r (1965) v svoji doktorski disertaciji, in sicer po skupnih značilnostih rodu *Lithiotis* in *Pedalion* Dillwyn, 1817 (star sinonim za rod *Isognomon)*. Novi rod in vrsto je predstavil na 42. letnem srečanju Paleontološkega društva v Gradcu (B u s e r, 1972). Tega dela žal ni objavil na način, kakor to zahtevajo mednarodna pravila, vendar se je ime *Lithiopedalion* vseeno uveljavilo v Sloveniji in se uporabljalo tudi v tuji strokovni literaturi (cf. B o s e l l i n i, 1972; B r o g l i o L o r i g a & N e r i, 1976). Z objavo ga je po dolgoletnem sodelovanju prehitela italijanska paleontologinja A c c o r s i B e n i n i (1979) in opisala rod pod drugim imenom: *Lithioperna*.

B u s e r (1965) je hkrati z rodom opisal tudi novo vrsto *Lithiopedalion kuehni*, vendar jo je A c c o r s i B e n i n i (1979) poistovetila z vrsto *Perna scutata*, ki jo je

opisal D u b a r (1948) iz Maroka, ter jo vključila v rod *Lithioperna*. Glede na to, da je Beninijeva preučila originalni material iz Dubarjeve zbirke, moramo zaenkrat verjeti njenim ugotovitvam, da gre za isto vrsto. Vendar avtorja kljub temu meniva, da tri skromne upodobitve slabo ohranjenih primerkov ne kažejo vseh značilnosti tipičnih primerkov iz Slovenije ali severne Italije. Po obliki precej spominjajo na rod *Gervilleioperna* Krumbeck, 1923; predvsem velja to za Dubarjev primerek, ki ga je pri opisu novega rodu kot paralektotip upodobila A c c o r s i B e n i n i (1979, 251, sl. 14). Po opisu in slikah sodeč je sprednje peresasto polje razvito kot lunula, bisusna zajeda je zelo globoka in se kmalu pod vrhom razširi in poglobi v telesno votlino. Naši in italijanski primerki imajo precej bolj dorzoventralno razpotegnjeno lupino, višje ligamentno polje, večinoma plitvejšo bisusno zajedo in predvsem večje osrednje polje, kjer sta se lupini tesno stikali. V bodočnosti bi bilo vsekakor dobro opraviti revizijo vrste *Lithioperna scutata* na originalnem Dubarjevem materialu, ki je sedaj v Franciji (Lille).

N a h a j a l i š č a: V litiotidnem horizontu srednjeliasnih plasti v Sloveniji (Trnovski gozd, Hrušica, Nanos, Logaška planota, Krimsko-Mokrško hribovje, Dolenjska) je *Lithioperna scutata* najpogostnejša vrsta, prisotna skorajda na vseh nahajališčih (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 28, sl. 2, v tem članku predstavljena kot *Lithiopedalion scutatus)*. Primerke, ki se dajo izluščiti iz lapornatih plasti med apnencem, danes najdemo na Špiku severno od Cola na Trnovskem gozdu, v kamnolomu v Podpeči ter ob železnici med postajama Preserje in Verd. B u s e r (1965) je našel številne primerke na Krimsko-Mokrškem hribovju; useki takrat narejenih cest pa so danes skoraj docela zaraščeni. Zaraščena so tudi nahajališče na Javorniku in nahajališči severno od Cerknice in južno od Loža. Kamnolom na desnem bregu Sušice zahodno od Dolenjskih Toplic pa je danes zasut.

Drugod po svetu so rod *Lithioperna* našli v liasnih plasteh severne Italije (B e r t i C a v i c c h i et al., 1971; B r o g l i o L o r i g a & N e r i, 1976), na Apeninih, v Albaniji, Grčiji, Franciji in Maroku (po A c c o r s i B e n i n i, 1979). R e y (1990; 1997) jo navaja tudi iz jugovzhodne Španije. Ocenjujemo, da je rod *Lithioperna* prisoten še marsikje na obrobju nekdanje Tetide, le da so ga avtorji označili z imenom *Perna* ali *Isognomon*, ponekod pa so ga morda pripisali ostrigam (npr. rodu *Pernostrea* Munier-Chalmas, 1864 z večveznim ligamentom).

? *Lithioperna* sp.
Tab. 10, sl. 1

M a t e r i a l , n a j d i š č e: En sam, slabo ohranjeni primerek z obema lupinama; ohranjeni so le ligamentno polje, del osrednjega stičnega polja in zgornji del bisusne zajede. Primerek je bil najden ob gozdni cesti severno od vrha Mokrec.

O p i s i n p r i m e r j a v a: Na ligamentnem polju so razvite izredno tanke ligamentne brazde, široke okoli en mm. Na 11 cm dolgem sklepnem robu (toliko ga je ohranjenega) lahko naštejemo kar 36 ligamentnih brazd. To je vsaj enkrat več, kakor je običajno za vrsto *Lithioperna scutata*. Gostota in višina ligamentnih brazd (več kot 4 cm) bi lahko ustrezala rodu *Isognomon* oz. podrodu *Hippochaeta* Philippi, 1844, ki pa ga poznamo le iz terciarnih plasti. Toda pri rodu *Isognomon* se pod ligamentom začne bivalna votlina školjke, pri opisanem primerku pa se podobno kot pri vrsti *Lithioperna scutata* ligamentne brazde končujejo na osrednjem, ravnem stičnem polju, kjer sta se lupini tesno prilegali.

Za natančnejšo določitev oziroma za opis nove vrste je primerek preslabo ohranjen.

Način življenja litiotidnih školjk

Na področju sedanje južne Slovenije so v srednjem liasu litiotidne školjke množično uspevale v pretežno mirnem okolju bolj ali manj zaprtega šelfa na Dinarski karbonatni platformi. Posamezne vrste so sestavljale monokolonije v obliki podmorskih trat (biostrome) s posameznimi lečastimi odebelitvami. S severa je bilo čutiti zmeren vpliv pelagiala. Sedimentacija v laguni je bila hitra, substrat na morskem dnu pa je sestavljalo predvsem blato, kar smo ugotovili glede na lastnosti prikamnine v školjčnih lumakelah. Biodiversiteta v takšnih lumakelah je zelo nizka. Do 3/4 metra visoke lupine so školjke lahko gradile le v tropskih ali subtropskih pogojih. Paleogeografske in paleoekološke razmere, ki so pogojevale obstoj značilne školjčne favne, so bile že opisane; prav tako sta bili že opisani razširjenost in razporeditev različnih vrst (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

Sledi opis načina življenja in posebnih prilagoditev pri posameznih rodovih.

Rod *Lithiotis*

Čeprav so ga prvi raziskovalci v Italiji poznali že pred več kot 250 leti, je za paleontologe še danes velika uganka. Iz kamnine izluščeni primerki res ne spominjajo na današnje školjke in prav nič čudno ni, da so jih sprva opisali kot rastlinske ostanke (G ü m b e l, 1871; cf. 1890). Domnevamo, da se je življenje teh školjk razvijalo takole:

Ličinke so sprva plavale oziroma lebdele v vodi, dokler niso našle za pritrditev primernega mesta. Na blatnem morskem dnu so najtrdnejšo podlago predstavljale lupine drugih školjk; ponavadi odrasli osebki rodu *Lithiotis*. Juvenilne školjke so se nanje pritrdile s posebno, lepljivo snovjo, obrnjene tako, da so lahko rastle navpično navzgor. O tem pričajo številni primerki rodu *Lithiotis*, ki imajo na svoji površini pritrjene enako orientirane mlajše osebke (B u s e r, 1965, tab. 8, 9). Tudi po presekih v apnencu lahko opazimo, da so posamezni odrasli primerki dobesedno cementirani eden ob drugega (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, sl. 9). C h i n z e i (1982) je menil, da je bilo mesto pritrditve majhno, oziroma da je bila cementacija možna le pri juvenilnih osebkih. Avtorja pa sva na podlagi svojih opazovanj prišla do sklepa, da so te školjke obdržale sposobnost cementiranja vse življenje, tako da je bila konstrukcija njihovih agregatov zelo trdna in so tudi po odmrtju pogosto ostale v življenjskem položaju.

Školjke rodu *Lithiotis* so vsekakor živele v velikih skupinah, si med seboj dajale oporo in se šopasto razraščale (sl. 4). Sedimentacija karbonatnega blata je bila precej hitra, tako da je bila lupina vseskozi zasidrana v njem. Bivalni del se je povečeval le pri mladih osebkih, potem pa je lupina rastla le še v višino, v subvertikalni smeri (cf. G ö h n e r, 1980; C h i n z e i, 1982; C h i n z e i et al., 1982; S e i l a c h e r, 1984). O rastnem vzorcu nam mnogo povedo prirastnice na zunanji površini in peresastih poljih. Združujejo se v snope, ki si pri dobro ohranjenih primerkih sledijo približno na centimeter. C h i n z e i (1982, 189-192) je sklepal, da je šlo za menjavanje obdobij hitrejše in počasnejše rasti; nekakšne letnice torej. S štetjem prirastnic in merjenjem velikosti lupine je prišel do sklepa, da je v približno štiridesetih letih lupina dosegla

višino 50 cm. V vsem tem času se je okoli nje nabiralo blato. Osebke, ki niso dovolj hitro rastli, je blato zasulo. To se je večkrat zgodilo z juvenilnimi primerki, ki si zaradi gneče niso uspeli izboriti življenjskega prostora. Ko se je kak osebek nevarno nagnil, je z nadaljnjo rastjo še vedno lahko popravil svoj položaj. Takšni primerki s kolenasto upognjenimi lupinami so zelo pogosti (tab. 2, sl. 1).

Zanimivo je, da se je pri rodu *Lithiotis* vedno ohranila le debelejša, verjetno desna lupina, to je tista, s katero se je školjka cementirala na podlago. Druga, prosta lupina je morala biti izredno tanka. O njej pričajo le koščki tanke skorje na debelejši lupini. Tudi v trdni kamnini lahko opazimo le enolupinske preseke rodu *Lithiotis*. Med njimi so včasih "razmetane" tanke sledi, ki bi lahko predstavljale polomljene ostanke druge, tanke lupine (B u s e r & D e b e l j a k, 1996, 36). Še danes ne vemo, ali je bila ta lupina enako velika kot debela, tj. pritrjena lupina (R e i s, 1903, 11; C h i n z e i, 1982, 181; S a v a z z i, 1996, 287) ali pa je pokrivala mehko telo školjke le v obliki pokrovčka (L u p h e r & P a c k a r d, 1930; A c c o r s i B e n i n i & B r o g l i o L o r i g a, 1977, 21). Debela, pritrjena lupina je bila pod spodnjim delom brazdastega polja izvotljena. Tu je mehko telo našlo oporo, tako da s svojo težo ni obremenjevalo tanke, proste lupine.

Mehanizem odpiranja in zapiranja lupin še ni docela pojasnjen. Navadno pri školjkah odpira lupini ligament, s tem da deluje kot nasprotje zapiralni mišici. C h i n z e i (1982, 193) je menil, da funkcionalnega ligamenta pri rodu *Lithiotis* sploh ni bilo in da sta se lupini lahko odpirali in zapirali zaradi prožnosti tanjše lupine. Ta naj bi bila upognjena prek spodnjega roba brazdastega polja (v tem primeru bi bil to sklepni rob), kadar je bila zapiralna mišica skrčena. Ko je mišica popustila, se je tanka lupina zravnala in školjka je zazevala. Pri tej hipotezi se lahko vprašamo, kaj (razen blata) je lupini na dorzalnem koncu držalo skupaj, če ligamenta in sklepnih zobcev ni bilo. Velikost školjke je bila zelo velika, bivalni del z zapiralno mišico pa majhen. Če sta bili lupini res enako visoki, bi pri odpiranju zlahka prišlo do zamika lupin in vdora blata. Pri tem je torej res bolj verjetno, da je tanjša lupina oblikovala le nekakšen pokrovček nad bivalnim delom debelejše lupine. Tej domnevi pa nasprotuje dejstvo, da najdemo ostanke tanke lupine po vsej višini druge lupine. Morda je tanjša lupina na dorzalnem delu postopoma razpadala in se lomila, medtem ko je školjka rastla v višino in se je bivalni del vse bolj odmikal.

Nerešeno je tudi vprašanje, čemu je služilo osrednje brazdasto polje. Težko je verjeti, da je šlo le za igro narave. Na njem ni nobenih sledi, ki bi jih za sabo pustil plašč. Mehki del školjke na to polje torej ni segal. B ö h m (1892) je celo menil, da so značilne brazde nastale sekundarno, zaradi preperevanja. G ü m b e l (1890, 65) in B u s e r (1965, 18) sta brazdasto polje opisala kot sedež ligamenta. R e i s (1903, 43) je trdil, da je ligament zakrnel in da je nazobčanost brazdastega polja delovala kot nekakšen sklep. Italijanski paleontologinji A c c o r s i B e n i n i in B r o g l i o L o r i g a (1977, 21-24) sta domnevali, da je brazdasto polje le nadgradnja, ki prekriva posebne kanalčke v lupini, kjer so se nahajali tanki priveski plašča - centri kalcifikacije. Brazde naj bi nastale tako, da so se ti kanalčki odpirali navzven. Pred kratkim je S a v a z z i (1996) našel dokaze o prisotnosti ligamenta na osrednjem polju. Menil je, da je bil ligament pri rodu *Lithiotis* aktiven po vsej višini brazdastega polja in ne le na ventralnem oziroma sklepnem robu, kot je to običajno pri školjkah z večveznim ligamentom. Ligamentna struktura naj bi bila pri rodu *Lithiotis* zelo samosvoje razvita. S a v a z z i je ugotovil, da so bila vlakna ligamenta oblikovana in pritrjena tako, da so dopuščala majhne razlike v medsebojni razdalji obeh lupin. S tem se je povečala površina, prek katere se je upognila tanjša prosta lupina, kadar se je školjka zapr-

la. Obremenitev se je tako enakomerneje porazdelila; zmanjšala se je napetost in hkrati možnost, da bi se tanka lupina polomila ali poškodovala. Prosta lupina se je torej po mnenju S a v a z z i j a zapirala z upogibanjem, kakor je ugotovil že C h i n z e i (1982), vendar ne z artikulacijo prek sklepne osi.

C h i n z e i (1982; 1986) je primerjal obliko lupine in način rasti rodov *Lithiotis* in *Cochlearites* z nekaterimi ostrigami, ki so prav tako močno razpotegnjene v višino in živijo, oziroma so živele v vertikalnem položaju na mehkih, blatnih tleh. Rod *Saccostrea* Dollfus & Dautzenberg, 1920, ki živi ob obali vzhodne Afrike, po obliki spominja na rudiste; tanko prosto lupino ima oblikovano kot pokrovček (S t e n z e l, 1971). *Konbostrea* Chinzei, 1986, zgornjekredna ostriga iz severne Japonske, po obliki in razrasti še najbolj spominja na rod *Lithiotis*.

Domnevamo, da je bila vrsta *Lithiotis problematica* pri izbiri habitata zelo izbirčna. Podatki s slovenskih nahajališč kažejo, da je sestavljala monokolonije; zahtevala je samostojen življenjski prostor, ki ga ni delila z drugimi litiotidnimi školjkami in je izključeval tudi večino drugih organizmov (B u s e r & D e b e l j a k, 1996). Rod *Lithiotis* je med litiotidnimi školjkami v Sloveniji najredkejši.

Rod *Cochlearites*

Cochlearites je v litiotidnem horizontu Slovenije zelo pogost, predvsem tam, kjer so se nekoč razprostirali zatišni deli šelfa.

Lupina rodu *Cochlearites* je rastla podobno kot pri rodu *Lithiotis* (glej prejšnje poglavje). Zaradi ozke in sploščene oblike se je skupaj lahko nagnetla množica istovrstnih primerkov. Življenjski položaj posameznih osebkov je bil navpičen, takšen, kot ga danes na morskem dnu zavzema rod *Pinna* ali leščur. Tudi ta ima lupino zelo podaljšano v višino, vendar se z rastjo veča tudi bivalni del školjke z mehkim telesom. Leščur se lahko z mišičasto nogo sam zakoplje v peščeni ali blatni sediment, nakar se s šopom bisusovih vlaken pritrdi na kakršnokoli trdno podlago, na primer na pokopani kamen (C o x, 1969, N8-N10). Rodova *Cochlearites* in *Lithiotis* se nista mogla sama vkopati, saj je majhno mehko telo zavzemalo le ventralni konec školjke; poleg tega je bila ena lupina nemobilna, vseskozi cementirana na trdno podlago. Pri tem avtorja meniva, da je bila sposobnost cementiranja lupine pri rodu *Cochlearites* mnogo bolj omejena kakor pri rodu *Lithiotis*, zato konstrukcija njihovih združb ni bila tako trdna. Sedimentacija karbonatnega blata, v katerem je bila školjka zasidrana, je bila precej hitra, tako da je imela lupina vseeno dovolj opore. Precej blata so okoli sebe akumulirale tudi školjke same, saj so neprestano filtrirale velike količine kalne vode, v kateri so lebdeli drobci hranilnih snovi. Lahko si predstavljamo, da je moralo biti sedimentacijsko okolje kolikor toliko mirno. Močni valovi in tokovi bi lahko izprali blato, ki je dajalo školjkam oporo, in jih razmetali po morskem dnu, kjer bi bile obsojene na propad.

C h i n z e i (1982, 193) je ugotovil, da je bil ligament rodu *Cochlearites* aktiven le pri zelo mladih osebkih, potem pa je zakrnel in ni imel več povezave s plaščem oziroma z živim delom telesa. Večina školjk ligament potrebuje, ker kot nekakšna vzmet nasprotuje delovanju zapiralne mišice in tako odpira lupini, hkrati pa ju tudi povezuje. Pri rodu *Cochlearites* je reliefno oblikovano glavno polje prevzelo vlogo sklepnih zobcev (ki jih litiotidne školjke nimajo), tako da ni prihajalo do zamika lupin. Večji del lupine je tičal v blatu. Po vsej višini se torej lupina ni smela odpirati, ker bi vanjo vdrlo blato. Na osrednjem polju sta se lupini ves čas tesno stikali, v bivalnem

delu pa nekoliko zevali, zato sta pri rasti ostajali sploščeni in vzporedni. Trdni lupini sta se morda podaljševali v dolge konhiolinske lamele (C h i n z e i, 1982, 194). S pomočjo teh prožnih lamel se je školjka lahko neprodušno zaprla, podobno kot nekatere današnje školjke (cf. S t e n z e l, 1971, N977-978). Ko je zapiralna mišica popustila, so se lamele zravnale in na koncu je zazevala ozka reža. Prožnost ventralnih delov lupin je tako po mnenju C h i n z e i a nadomestila ligament.

Podobno kot pri rodu *Lithiotis* je bilo mehko telo zelo majhno in je vseskozi ostajalo nad ravnijo obdajajočega blata. Skozi ozko režo na ventralnem koncu je školjka verjetno iztegovala plašč. Z njim je lovila in absorbirala snovi, potrebne za gradnjo velike lupine.

Rod *Lithioperna*

Med vsemi litiotidnimi školjkami v Sloveniji je rod *Lithioperna* najpogostejši. Njegove lupine leže v apnencu večidel vzporedno s plastnatostjo. Le redko najdemo plasti s številnimi, navpično orientiranimi preseki, ki nam zgovorno kažejo, kakšna je bila njihova življenjska lega.

Lupine rodu *Lithioperna* so bile prvotno z bisusom pritrjene na podlago, podobno kot pri drugih izognomonidah. Bisusna žleza je izločala posebno snov, ki se je v vodi strdila v bisusne nitke. Bisus je izhajal iz sprednje strani lupine. Sprednje peresasto polje je običajno močneje razvito od zadnjega. Sprednja stran lupine je bila obrnjena proti šibkim tokovom, ki so školjki prinašali hranljive snovi (sl. 5). Pri večini primerkov potekajo ligamentne brazde nekoliko poševno proti sprednjemu robu. Skozi njihove spodnje konce poteka sklepna os. Poševnost sklepnega robu si lahko razložimo tako, da se je zadnja stran lupine bolj pogreznila v mehak sediment kakor sprednja. Sklepni rob je pri tem moral ostati vzporeden s površino substrata, sicer bi pri odpiranju lupine v zadnji del vdrlo blato (sl. 5).

Tako kot vse litiotidne školjke, je tudi rod *Lithioperna* zelo hitro rastel v višino. Učinkovitost bisusa je bila vse manjša in vse težje je držal veliko lupino v navpični legi. Posamezni osebki so se med seboj podpirali, podobno kot knjige na knjižni polici. Poleg tega so bili zasidrani v blatu. Tisti primerki, ki niso imeli dovolj trdne opore, pa so se prej ko slej zvrnili. Ostanek življenja so potem preživeli tako, da so plosko ležali na morskem dnu. A c c o r s i B e n i n i (1979, 245-246) je sklepala, da je lupina lahko prilagajala svojo rast, tako da je ventralni konec lupine z mehkimi deli školjke vedno ostajal nad nivojem blata. Zaradi sprememb v smeri rasti ima školjka značilen valovit videz. Takšna valovitost je dodatno pomagala ohranjati učinkovit medsebojni stik obeh lupin. Velika, ploska lupina je bila na morskem dnu stabilna in ni potonila v mehak sediment. Šibki plimski tokovi so z nje od časa do časa sprali blato. Najbrž so se bile škojke rodu *Lithioperna* sposobne tudi same očistiti, podobno kot to počnejo nekatere ostrige. Z naglim skrčenjem zapiralne mišice iz plaščeve votline izbrizgajo močan curek vode, ki očisti njihovo površino (S t e n z e l, 1971, N1001).

Školjke rodu *Lithioperna* so živele v tako plitvi vodi, da so se od časa do časa morda celo znašle na suhem. V tem primeru se je lupina hermetično zaprla. Prav tako se je zaprla, kadar so na morskem dnu zaradi razpada organske snovi zavladali redukcijski pogoji. V takšnih obdobjih je bila školjka prisiljena dihati anaerobno. To se po mnenju paleontologinje A c c o r s i B e n i n i (1979, 228-242) odraža tudi v mikrostrukturi lupine. V času rasti, ko je lupina zevala, je plašč iz vode absorbiral Ca^{2+} ione in na svoji zunanji površini izločal biserno matico. V obdobjih anaerobnega diha-

nja pa so se v ekstrapalialni tekočini med zunanjo površino plašča in lupino nakopičili kisli produkti, ki so reagirali z lupino. Da bi se nevtralizirala kislost, so se sproščali Ca^{2+} ioni. Pri tem dogajanju je notranja plast lupine, ki je imela prej strukturo biserne matice, prevzela nov psevdoprizmatski videz. To se je večkrat ponovilo, zato se v lupini menjavata dve vrsti lamin oz. plasti z različno mikrostrukturo.

Zaradi velikosti in nagubanosti lupin je bil ligament pri odpiranju školjke močno obremenjen. Vlaknati del ligamenta je bil nameščen v več ligamentnih brazdah. Kadar je bila zapiralna mišica skrčena, so bila vlakna stisnjena, ko pa je popustila, so se vlakna iztegnila kot vzmet. Pri tem sta lupini nekoliko zazevali. Lamelarni del ligamenta, ki se je pritrjal med brazdami, je spajal obe lupini. Zaradi mehanskih obremenitev se je ligament na dorzalnem koncu stalno lomil in uničeval. Ker je bil sestavljen iz organske snovi, so ga napadale tudi bakterije. Aktiven je bil torej le ventralni del ligamenta, ki ga je sproti izločal rob plašča. To se dogaja pri vseh školjkah, ki imajo podoben, to je večvezni tip ligamenta (S t e n z e l, 1979, N971-974). Skupaj z ligamentom se je v ventralni smeri selila tudi sklepna os. Pri nekaterih primerkih so posamezne ligamentne brazde nehale rasti in se je na njihovo mesto pritrjal lamelarni del ligamenta. Verjetno je prišlo do tega zato, ker je školjka nujno potrebovala učinkovit stik obeh lupin. Vlaknati del ligamenta, ki služi za odpiranje, ni bil tako zelo pomemben. Trdni lupini sta na ventralnem koncu tako ali tako večino časa za nekaj milimetrov zevali, zato sta pri rasti ostajali sploščeni in vzporedni ter se nista bočili tako kot pri večini drugih školjk. Iz ventralne reže je *Lithioperna* morda izločala strupeno sluz, da se je ubranila pred morebitnimi sovražniki. Če je bilo potrebno, so odprtino domnevno zaprle tanke prožne luske ali lamele, ki so resasto obrobljale močno stanjšani ventralni rob obeh lupin, podobno kot pri rodovih *Lithiotis* in *Cochlearites*. Morebitne takšne lamele se fosilno niso ohranile, ker so bile slabo kalcificirane in bogate z organsko snovjo (cf. S t e n z e l, 1971, N977). Pri številnih današnjih ostrigah so konhiolinske lamele prosojne, temno rjave do olivne barve, na videz podobne roževini in se že za življenja na starejših delih sproti cepijo in propadajo.

Največji del notranjosti lupine pri rodu *Lithioperna* zavzema osrednje polje. Po vsej tej površini se je razprostiral školjkin plašč. Plašč je tudi dihalni organ, ki razbremenjuje škrge. Iz vode absorbira kisik in kalcijeve ione, potrebne za gradnjo lupine (S t e n z e l, 1971, N999). Povečana površina plašča je rodu Lithioperna povečala dihalno kapaciteto, ki je bila potrebna, da so te školjke tako dobro uspevale in gradile izjemno velike lupine.

Sklep

Cvetoča doba litiotidnih školjk je bila razmeroma kratka. Večidel so izginile na meji med pliensbachijem in toarcijem. Njihovo izumrtje so pospešila obsežna tektonska dogajanja, spremembe v višini vodne gladine ter s tem povezane bistvene spremembe življenjskega prostora in okolja, na kar se visoko specializirani organizmi niso mogli uspešno odzvati (B u s e r & D e b e l j a k, 1996).

Podoben način sesilnega življenja v specifičnem okolju (blatni substrat, hitra sedimentacija) in v gostih združbah ter s tem povezane morfološke posebnosti oziroma prilagoditve, ki so značilne za konvergentne in istodobne rodove *Lithiotis, Cochlearites* in *Lithioperna*, opravičujejo uporabo skupnega imena, čeprav izraz litiotidne školjke nima taksonomskega pomena.

Vsi trije rodovi: *Lithiotis, Cochlearites* in *Lithioperna* se odlikujejo po zelo velikih, nenavadno oblikovanih in močno variabilnih lupinah. Njihova bistvena značilnost je, da so izrazito sploščene in razpotegnjene v višino, to je v smeri rasti, ki je bolj ali manj konstantno napredovala vse življenje. Bivalni del litiotidnih školjk je bil nenavadno majhen; zavzemal je le skrajni ventralni konec sicer zelo velike lupine. Lupini sta se tesno stikali skorajda po vsej površini. Vsem trem rodovom je skupna tridelna notranja zgradba s peresastima poljema ob straneh in z različno oblikovanim osrednjim poljem. Litiotidne školjke so imele med rastjo precejšno sposobnost upogibanja in zvijanja.

Veliko variabilnost litiotidnih školjk lahko pripišemo temu, da se je rast lupine stalno prilagajala spremembam v okolju in tesni skupnosti, v kateri se je nagnetlo na stotine primerkov iste vrste, ki so se med seboj podpirali in se šopasto razraščali - podobno kot rastline v potrebi za sončno svetlobo.

Litiotidne školjke so nedvomno ena najbolj zanimivih in markantnih fosilnih skupin v Sloveniji. Od prvih odkritij (B u s e r, 1965) smo kar predolgo odlašali z njihovo sistematično obdelavo. V pričujočem prispevku je predstavljen tudi njihov način življenja, ki smo ga rekonstruirali s svojimi opažanji in ugotovitvami številnih raziskovalcev z različnih koncev sveta. Odprtih pa je ostalo še veliko vprašanj in v bodočnosti lahko o teh nenavadnih školjkah pričakujemo nove izsledke.

Zahvala

Fotografije litiotidnih školjk sta izdelala Franci Cimerman in Marjan Grm. Alba Debeljak je prevedla članke iz italijanščine. Vsem, ki so kakorkoli pomagali pri nastanku tega prispevka, se avtorja najlepše zahvaljujeva.

References

Accorsi Benini, C., 1979: *Lithioperna*, un nuovo genere fra i grandi Lamellibranchi della facies a *"Lithiotis"*. Morfologia, tassonomia ed analisi morfofunzionale. - Boll. Soc. Pal. It. *18/2*, 221-257, 15 figs., 6 Pl., Modena.

Accorsi Benini, C. & Broglio Loriga, C., 1977: *Lithiotis* Gümbel, 1871 e *Cochlearites* Reis, 1903. Revisione morfologica e tassonomica. - Boll. Soc. Pal. It. *16/1*, 15-60, 21 figs., 9 Pl., Modena.

Berti Cavicchi, A., Bosellini, A. & Broglio Loriga, C., 1971: Calcari a *Lithiotis problematica* Gümbel o calcari a *"Lithiotis"*? - Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara *3*, 41-53, 5 figs., 3 Pl., Ferrara.

Böhm, G., 1892: *Lithiotis problematica*, Gümbel. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. *6*, 65-80, 3 Pl., Freiburg.

Bosellini, A., 1972: Paleoecologia dei calcari a *"Lithiotis"* (Giurassico inferiore, Prealpi Venete). - Riv. Ital. Paleont. Stratigr. *78/3*, 441-464, 2 figs., Pl. 49-56, Milano.

Broglio Loriga, C. & Neri, C., 1976: Aspetti paleobiologici e paleogeografici della facies a *"Lithiotis"* (Giurese inf.). - Riv. Ital. Paleont. Stratigr. *82/4*, 651-706, 8 figs., Pl. 25-86, Milano.

Buser, I., 1989: Srednjeliasne školjke v Sloveniji in njihov način življenja. - Diplomska naloga, Manuscript, 57 pp., 25 figs., 16 Pl., Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Ljubljana.

Buser, S., 1965: Stratigrafski razvoj jurskih skladov na južnem Primorskem, Notranjskem in zahodni Dolenjski. - Doktorska disertacija, Manuscript, 101 pp., 20 Pl., Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Ljubljana.

Buser, S., 1972: Die Charakteristik und systematische Stellung der Lithiotiden. - Vortrag an 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz, 14. September 1972. Manuscript, 9 pp. Arhiv Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko, Dimičeva 14, Ljubljana.

Buser, S. & Debeljak, I., 1996: Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. - Geologija *37-38* (1994/95), 23-62, 17 figs., Ljubljana.

Chinzei, K., 1982: Morphological and structural adaptions to soft substrates in the Early Jurassic monomyarians *Lithiotis* and *Cochlearites*. - Lethaia *15*, 179-197, 15 figs., Oslo.

Chinzei, K., 1986: Shell structure, growth, and functional morphology of an elongate cretaceous oyster. - Palaeontology *29/1*, 139-154, 7 figs., London.

Chinzei, K., Savazzi, E. & Seilacher, A., 1982: Adaptational strategies of bivalves living as infaunal secondary soft bottom dwellers. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *164*, 229-244, 6 figs., Stuttgart.

Cox, L. R., 1969: General features of Bivalvia. In: R. C. Moore (ed.), Treatise on Invert. Paleont. N, Mollusca 6, v. 1. - Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, N2-N129, New York.

Cox, L. R., 1971: Family Lithiotidae Reis, 1903. In: R. C. Moore & C. Teichert (eds.), Treatise on Invert. Paleont. N, Mollusca 6, v. 3. - Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, N1199-N1200, New York.

De Castro, P., 1962: Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della valle dell'Irno e della Piana di Montoro. - Boll. Soc. Nat. Napoli *71*, 1-34, 19 Pl., Napoli.

Dubar, G., 1948: La Faune domérienne du Djebel Bou Dahar pres de Béni Tajjite. - Not. Mém. Serv. Géol. Maroc. *68*, 1-250, 30 Pl., Lille.

Geyer, O. F., 1977: Die *"Lithiotis* Kalke" im Bereich der unterjurassischen Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *153*, 304-340, 10 figs., Stuttgart.

Göhner, D., 1980: "Covel dell'Angiolono" - ein mittellissisches *Lithiotis*-Schlammbioherm auf der Hochebene von Lavarone (Provinz Trento, Norditalien). - Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsch. *10*, 600-619, Stuttgart.

Grubić, A. 1961: Novo o litiotidima. - III. kongres geologa FNRJ u Budvi 1959, 193-199, Titograd.

Gümbel, C. W., 1871: Anhang: *Lithiotis problematica*. In: Die sogenannten Nulliporen *(Lithothamnium* und *Dactylopora)* und ihre Betheiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. - Abh. math.-phys. Cl. kgl. bayer. Akad. Wiss. *11/1*, 38-52, 2 Pl., München.

Gümbel, C. W., 1890: *Lithiotis problematica* Gümb. eine Muschel. - Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1890, 64-67, 1 fig., Wien.

Krumbeck, L., 1923: Zur Kenntniss des Juras der Insel Timor, sowie des Aucellen Horizontes von Seran und Buru. I. - Paläont. Timor *12*, 1-120, 2 figs., 6 Pl., Stuttgart.

Lupher, R. L. & Packard, E. L., 1930: The jurassic and cretaceous Rudistids of Oregon. - Univ. Oregon Publ., Geol. Ser. *1/3*, 201-212, 1 fig., 6 Pl., Portland.

Moore, R. C. (ed.), 1969: Treatise on Invert. Paleont., N, Mollusca 6, v. 2. - Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, 952 pp., New York.

Nauss, A. L. & Smith, P. L., 1988: *Lithiotis* (Bivalvia) bioherms in the Lower Jurrasic of east-central Oregon, U.S.A.. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. *65*, 253-268, 13 figs., Amsterdam.

Reis, O. M., 1903: Über Lithiotiden. - Abh. Geol. Reichsanstalt *17/6*, 1-44, 4 figs., 7 Pl., Wien.

Reis, O. M., 1923: Nachträge zur Kenntnis der Gestaltung und Stellung der Lithiotiden. - Jahrb. Geol. Bundesanstalt *73*, 277-292, 1 Pl., Wien.

Rey, J., 1990: The Liassic *"Lithiotis"* facies north of Vélez Rubio (Subbetic Zone). - Rev. Soc. Geol. España *3/1-2*, 199-212, 6 figs.

Rey, J., 1997: A Liassic isolated platform controlled by tectonics: South Iberian Margin, southeast Spain. - Geol. Mag. *134/2*, 235-247, 6 figs.

Savazzi, E., 1996: Preserved ligament in the Jurassic bivalve *Lithiotis:* adaptive and evolutionary significance. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. *120*, 281-289, 8 figs., Amsterdam.

Seilacher, A., 1984: Constructional morphology of bivalves: evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. - Palaeontology *27/2*, 207-237, 12 figs., London.

Stenzel, H. B., 1971: Oysters. In: R. C. Moore & C. Teichert (eds.), Treatise on Invert. Paleont. N, Mollusca 6, v. 3. - Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, N953-N1217, New York.

Tausch von Gloeckelsthurn, L., 1890: Zur Kenntnis der Fauna der "Grauen Kalke" der Süd Alpen. - Abh. Geol. Reichsanstalt *15/2*, 1-42, 1 fig., 9 Pl., Wien.

Plate 1

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Natural size
1 Part of the shell near the apex. Fragments of "crust" on the inner surface are remnants of the free, very thin valve. Zafara near Žužemberk
2 Central part of the shell with the long, flat furrowed plate. On some sections larger ridges split into smaller ones. Dolenjske Toplice
3 Fragment of the central part of the shell. Zafara near Žužemberk

Tabla 1

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Naravna velikost
1 Del lupine blizu vrha. Fragmenti "skorje" na notranji površini so ostanki proste, zelo tanke lupine. Zafara pri Žužemberku
2 Osrednji del lupine z dolgim, ravnim brazdastim poljem. Na nekaterih odsekih so večji grebenčki razcepljeni v manjše. Dolenjske Toplice
3 Fragment osrednjega dela lupine. Zafara pri Žužemberku

1

2

3

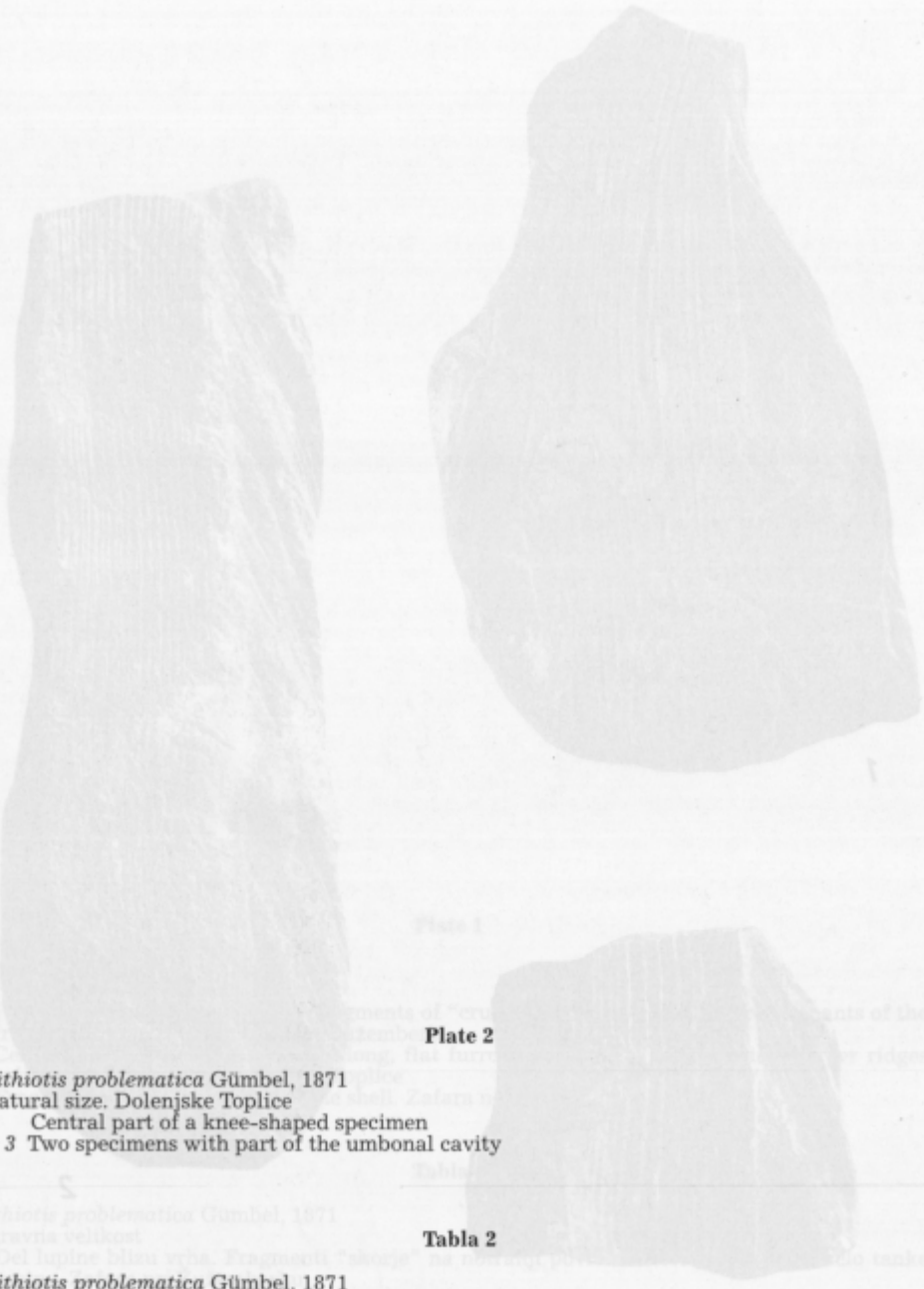


Plate 2

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Natural size. Dolenjske Toplice
1 Central part of a knee-shaped specimen
2, 3 Two specimens with part of the umbonal cavity

Tabla 2

Lithiotis problematica Gümbel, 1871
Naravna velikost. Dolenjske Toplice
1 Osrednji del kolenasto upognjene lupine
2, 3 Dva primerka z delom telesne oz. umbonalne votline

1
2
3

Plate 3

Cochlearites loppianus (Tausch, 1890)
Natural size. Globočec near Zagradec
1a Fragment of the left valve; inner surface. In the middle is the depression in which the ridge of the right valve fits (fig. *1b*). Fragment of the right valve joins in the lower section
1b Piece of the right valve from the same individual. A prominent ridge runs along the middle of the inner surface
2 Upper part of the left valve; inner surface. The ligament groove is present under the apex. The posterior feather-like area in this specimen is more strongly developed than the anterior
3 Central part of the left valve. Mantle growth lines are visible on the cardinal area

Tabla 3

Cochlearites loppianus (Tausch, 1890)
Naravna velikost. Globočec pri Zagradcu
1a Fragment leve lupine; notranja stran. V sredini je globel, v katero se prilega greben desne lupine (s slike *1b*). V spodnjem delu se je drži fragment desne lupine
1b Košček desne lupine istega osebka. Po sredini notranje površine poteka izrazit greben
2 Zgornji del leve lupine; notranja stran. Pod vrhom poteka ligamentna brazda. Zadnje peresasto polje je pri tem primerku močneje razvito od sprednjega
3 Osrednji del leve lupine. Na glavnem polju se vidijo plaščeve prirastnice

1a
1b
3
2

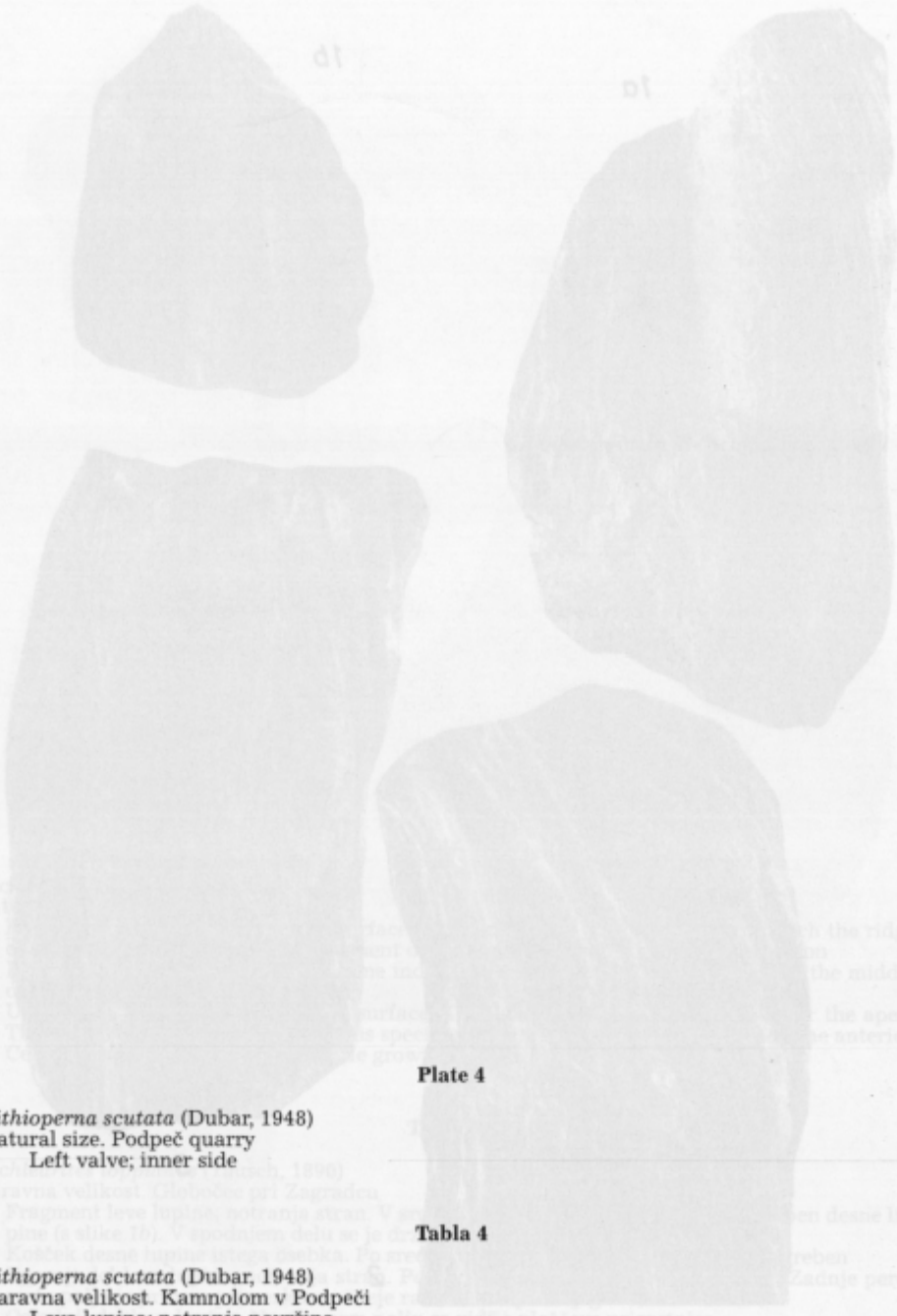


Plate 4

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Natural size. Podpeč quarry
1 Left valve; inner side

Tabla 4

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Naravna velikost. Kamnolom v Podpeči
1 Leva lupina; notranja površina

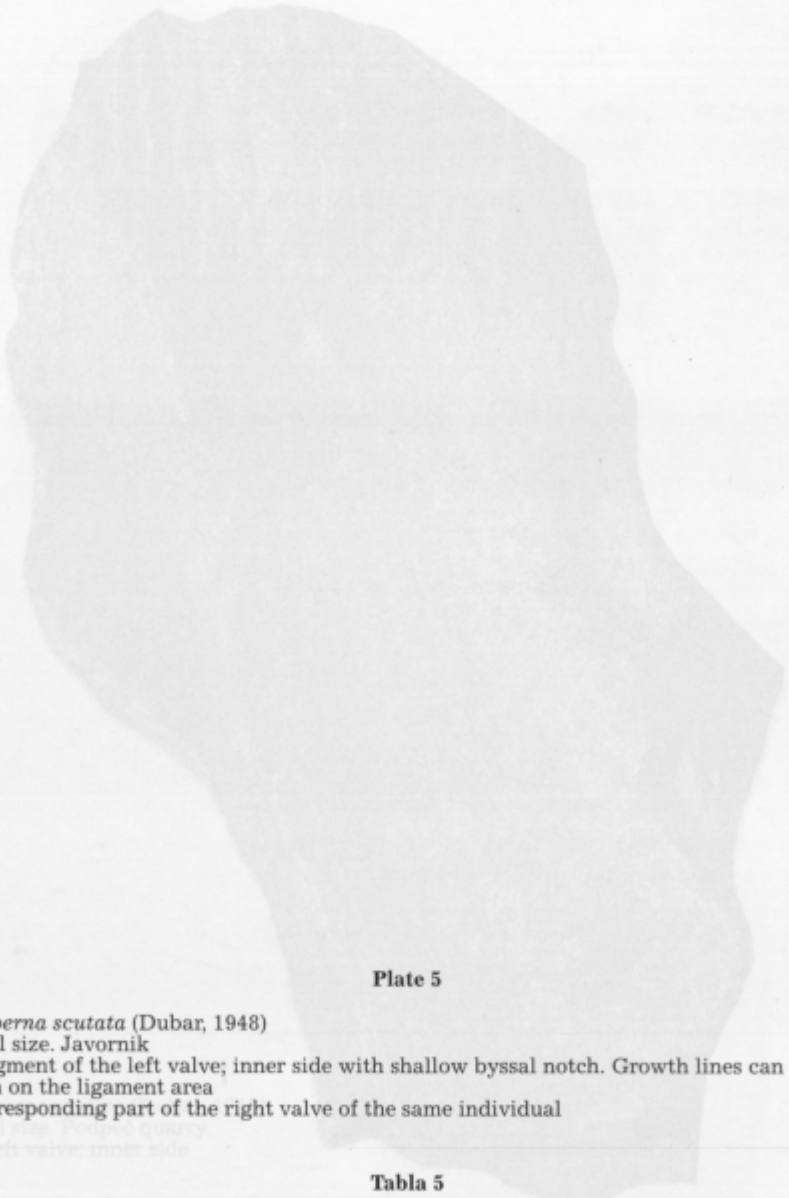
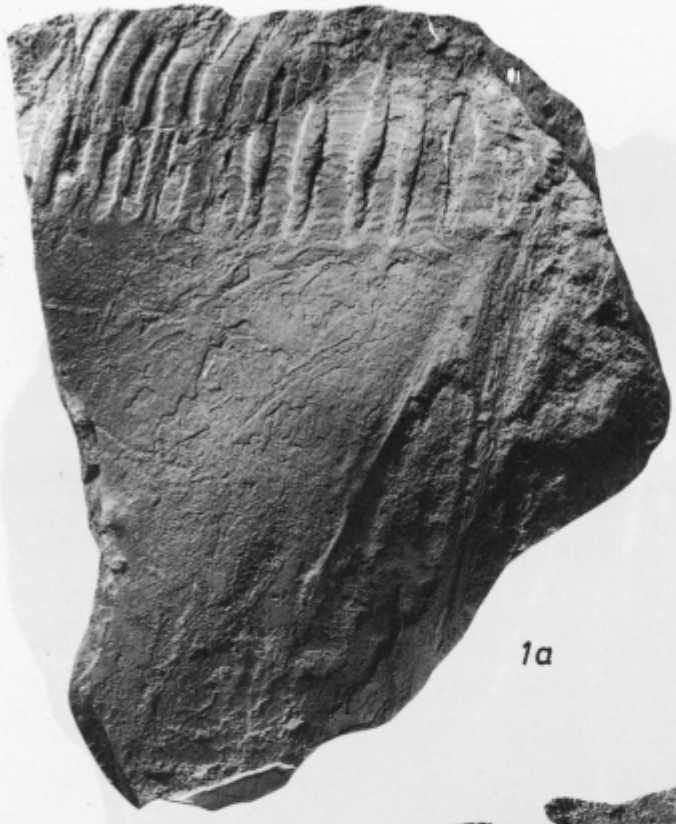


Plate 5

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Natural size. Javornik
1a Fragment of the left valve; inner side with shallow byssal notch. Growth lines can be clearly seen on the ligament area
1b Corresponding part of the right valve of the same individual

Tabla 5

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Naravna velikost. Javornik
1a Fragment leve lupine; notranja stran s plitvo bisusno zajedo. Na ligamentnem polju se lepo vidijo prirastnice
1b Ustrezen del desne lupine istega osebka



1a

1b

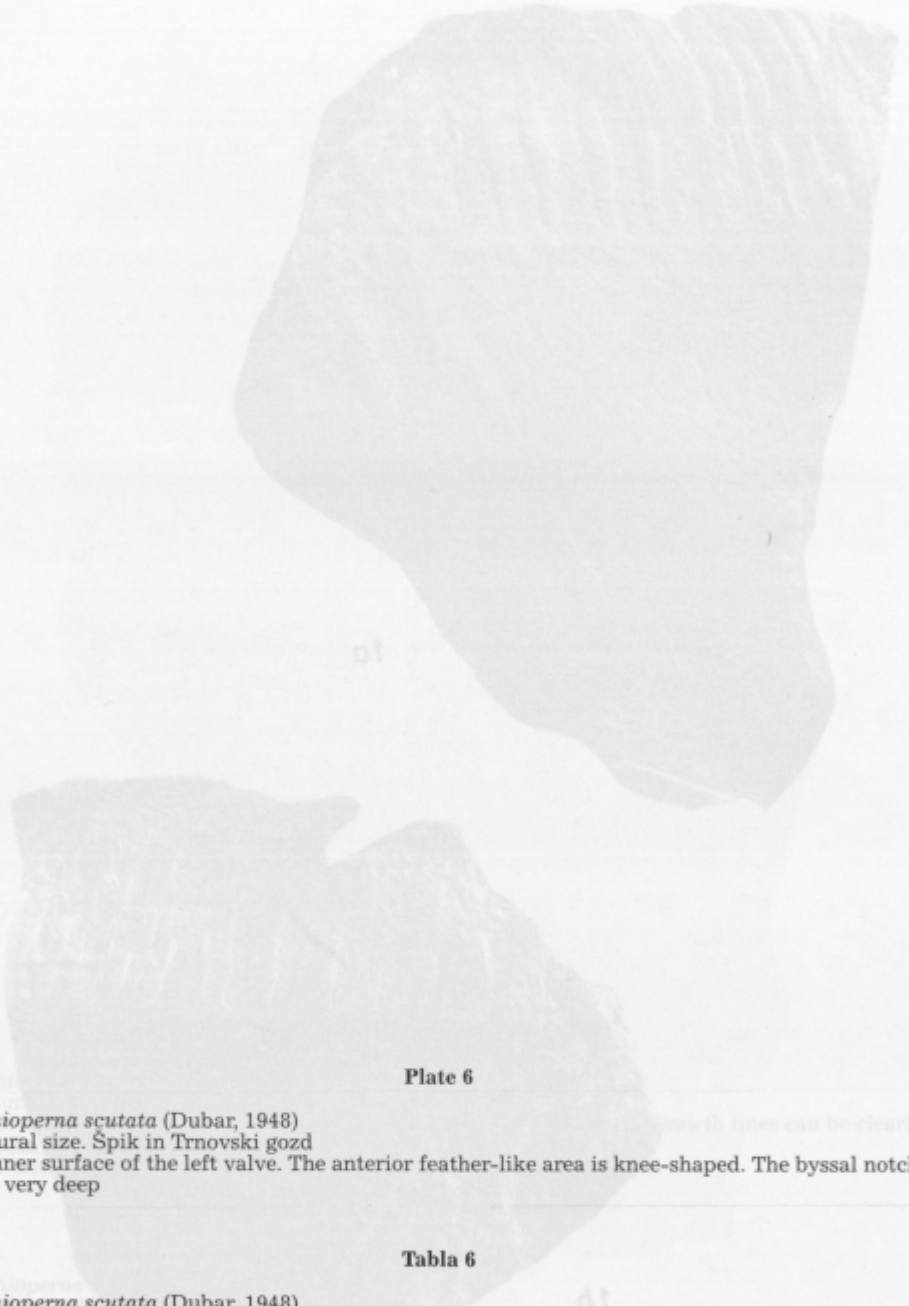


Plate 6

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Natural size. Špik in Trnovski gozd
1 Inner surface of the left valve. The anterior feather-like area is knee-shaped. The byssal notch is very deep

Tabla 6

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Naravna velikost. Špik v Trnovskem gozdu
1 Notranja površina leve lupine. Sprednje peresasto polje je kolenasto upognjeno. Bisusna zajeda je močno poglobljena

1

Plate 7

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Natural size
1 Fragment of the left valve; inner surface with regularly spaced ligament grooves and a deep byssal notch. Špik in Trnovski gozd
2 Fragment of the right valve; inner surface with somewhat oblique ligament grooves, two of which have lagged during growth. At the side is part of the anterior feather-like area, on which the increments can be clearly seen. Podpeč
3a Fragment of the left valve; inner surface. The ligament grooves are angled towards the anterior feather-like area. Between Borovnica and Verd
3b Corresponding part of the right valve

Tabla 7

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Naravna velikost
1 Fragment leve lupine; notranja površina z enakomernimi ligamentnimi brazdami in poglobljeno bisusno zajedo. Špik v Trnovskem gozdu
2 Fragment desne lupine; notranja površina z nekoliko poševnimi ligamentnimi brazdami. Dve od njih sta zaostali v rasti. Ob strani je del sprednjega peresastega polja, na katerem se lepo vidijo prirastnice. Podpeč
3a Fragment leve lupine; notranja površina. Ligamentne brazde so usmerjene poševno proti sprednjemu peresastemu polju. Ob železnici Borovnica-Verd
3b Ustrezen del desne lupine

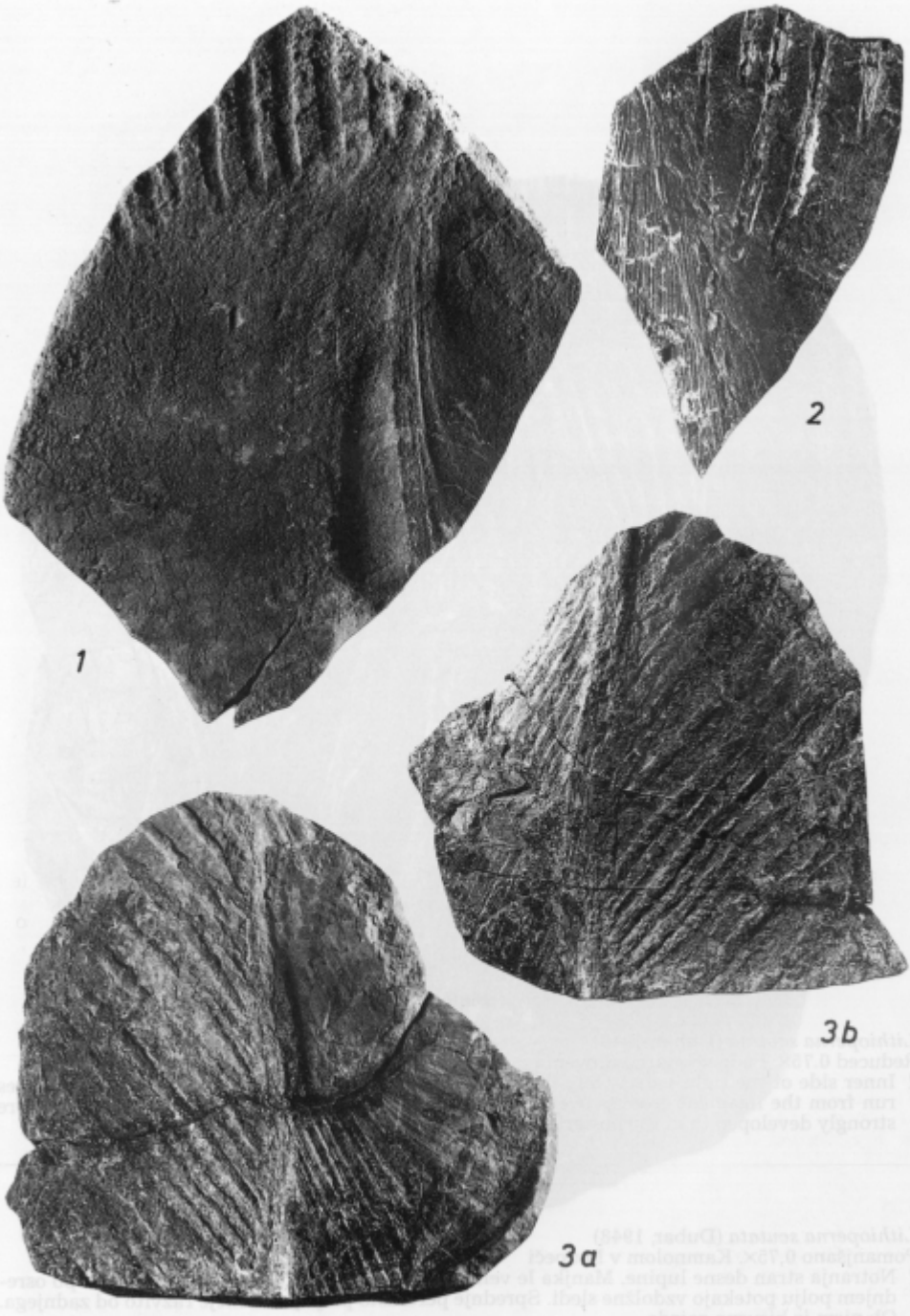

1
2
3b
3a

Plate 8

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Reduced 0.75×. Podpeč quarry, Slovenia
1 Inner side of the right valve. Only the ventral i.e. body space is missing. Longitudinal traces run from the ligament grooves over the central plate. The anterior feather-like area is more strongly developed than the posterior. Along this is the byssal notch

Tabla 8

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Pomanjšano 0,75×. Kamnolom v Podpeči
1 Notranja stran desne lupine. Manjka le ventralni, bivalni del. Od ligamentnih brazd po osrednjem polju potekajo vzdolžne sledi. Sprednje peresasto polje je močneje razvito od zadnjega. Ob njem je bisusna zajeda

1

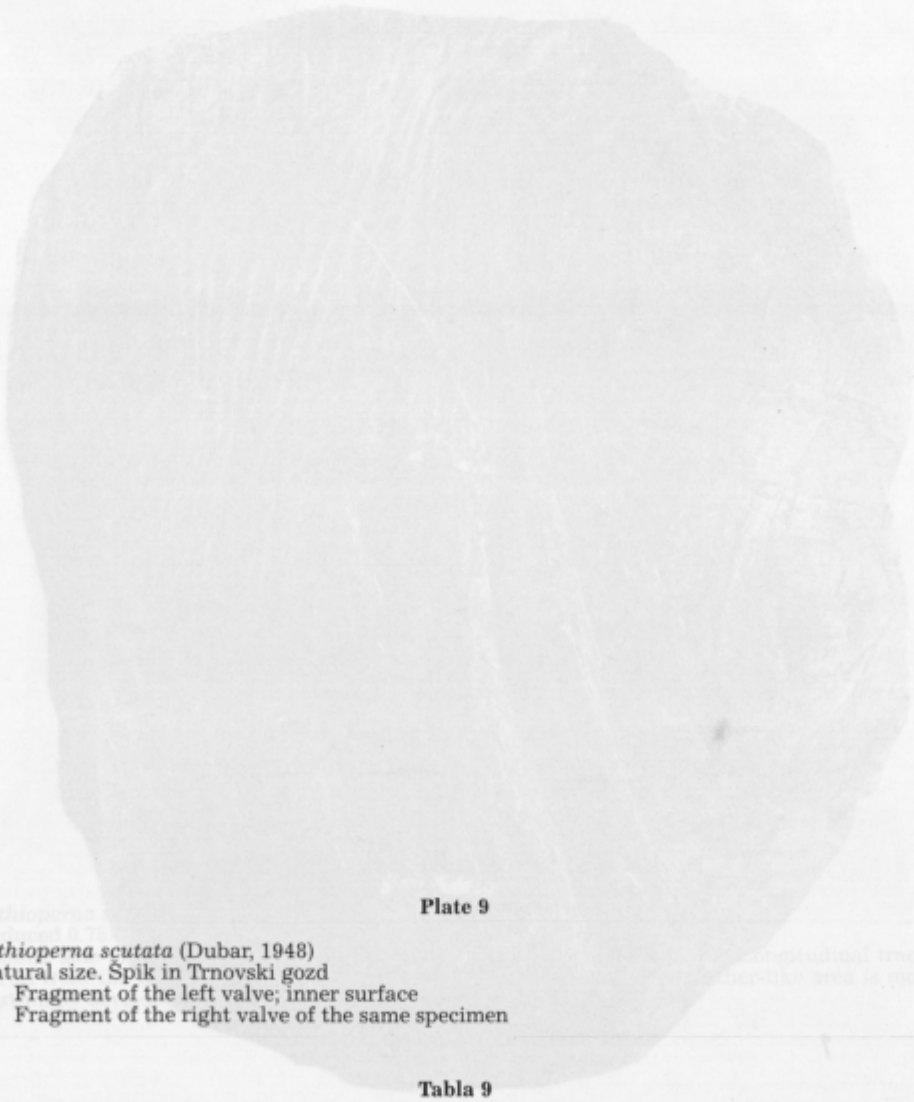
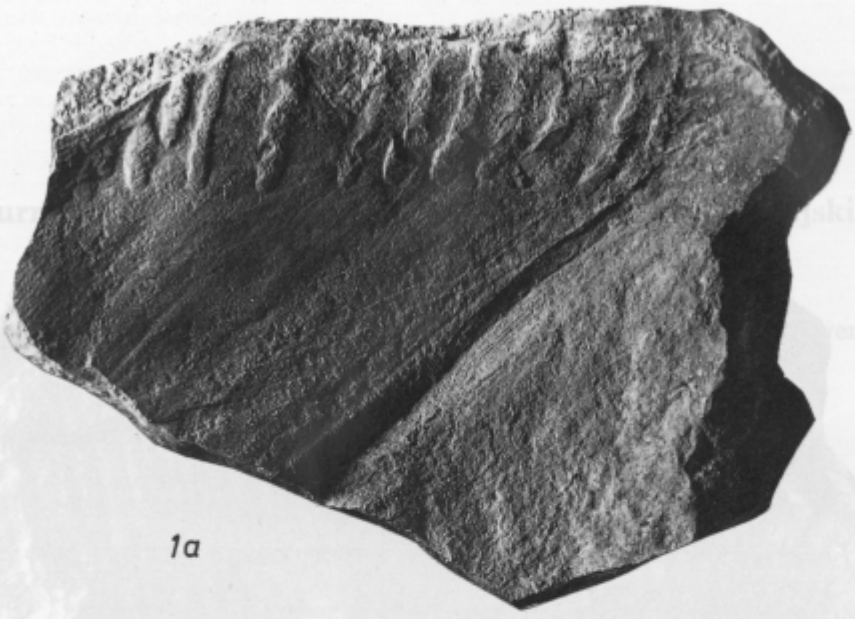


Plate 9

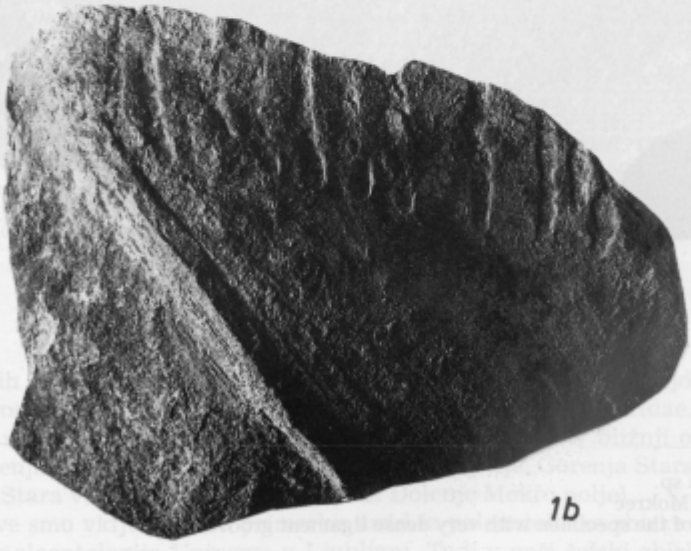
Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Natural size. Špik in Trnovski gozd
1a Fragment of the left valve; inner surface
1b Fragment of the right valve of the same specimen

Tabla 9

Lithioperna scutata (Dubar, 1948)
Naravna velikost. Špik v Trnovskem gozdu
1a Fragment leve lupine; notranja površina
1b Fragment desne lupine istega primerka



1a



1b

Plate 10 - Tabla 10

? Lithioperna sp.
Natural size. Mokrec
1 Left valve of the specimen with very dense ligament grooves

? Lithioperna sp.
Naravna velikost. Mokrec
1 Leva lupina primerka z zelo gostimi ligamentnimi brazdami

GEOLOGIJA *40*, 65–101 (1997), Ljubljana 1998

Turridae (Neogastropoda) iz srednjemiocenskih badenijskih plasti Slovenije

Turrids (Neogastropoda) from Middle Miocene Badenian beds of Slovenia

Vasja Mikuž
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Ključne besede: Turridae, Neogastropoda, srednji miocen, badenij, Slovenija
Key words: Turrids, Neogastropoda, Middle Miocene, Badenian, Slovenia

Kratka vsebina

Z raziskavami miocenskih predstavnikov družine Turridae smo v naših nahajališčih ugotovili 23 različnih vrst in podvrst, ki pripadajo štirim različnim poddružinam Turrinae, Cryptoconinae, Clavatulinae in Mangeliinae. Najbogatejša nahajališča turid v Sloveniji so v bližnji okolici Šentjerneja na Dolenjskem. Laporji in peščeni laporji s turidami in drugo makro- in mikrofavno so badenijske starosti.

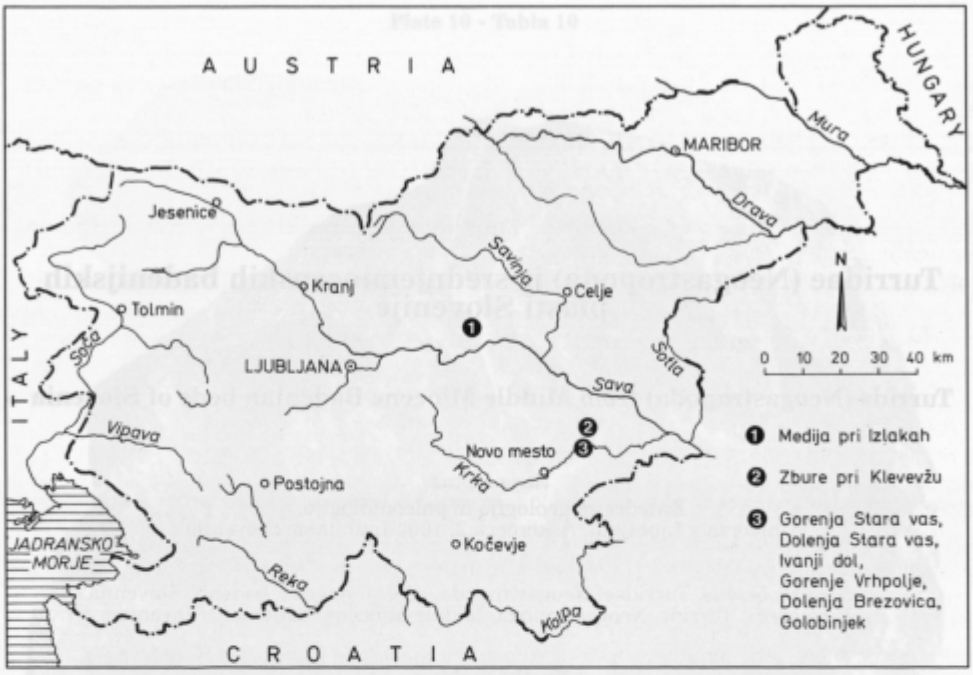
Abstract

With investigations of Miocene representatives of the Turridae family in Slovenian localities 23 distinct species and subspecies were established. They belong to four different subfamilies Turrinae, Cryptoconinae, Clavatulinae and Mangeliinae. The richest localities of turrids in Slovenia are in narrower surroundings of Šentjernej in Lower Carniola. The marls and sandy marls with turrids and other macro- and microfauna are of Badenian age.

Uvod

V nekaterih nahajališčih miocenske makrofavne v Sloveniji lahko najdemo številne in razmeroma dobro ohranjene hišice predstavnikov družine Turridae. Večino raziskovanega materiala smo našli v letih 1980-1983 v laporjih v bližnji okolici Šentjerneja (Dolenja Brezovica, Golobinjenk, Gorenje Vrhpolje, Gorenja Stara vas, Ivanji dol, Dolenja Stara vas, Gorenje Mokro polje in Dolenje Mokro polje).

V raziskave smo vključili tudi primerke turid iz paleontološke zbirke Katedre za geologijo in paleontologijo Univerze v Ljubljani. Tudi v naši šolski zbirki je največ primerkov iz okolice Šentjerneja, nekaj iz okolice Šmarjete, Kamnika, Zbur pri Klevevžu in Medije pri Izlakah (sl.1).



Sl. 1. Položajna skica nahajališč miocenskih turid v Sloveniji
Fig. 1. Location map of Miocene Turrids in Slovenia

Dosedanji podatki o miocenskih turidah v Sloveniji

Med prvimi raziskovalci, ki v svojih delih omenjajo turidne vrste iz naših krajev je S t a c h e (1858). Navaja vrsti *Pleurotoma asperulata* Lamarck in *P. borsoni* Basterot iz Stare vasi ter nedoločeno vrsto P. sp. iz Ivanjega dola.

Turide so našli tudi v okolici Kamnika. H i l b e r (1881) omenja iz miocenskih plasti vrsto *Pleurotoma* aff. *doderleini* M. Hoernes.

Naslednje leto 1882 je R o b i č zapisal, da je blizu Vrhovja našel veliko ceritijev, med katerimi je naletel tudi na vrsto *Pleurotoma dodaleinii*. Najverjetneje gre za pomoto in je imel v mislih vrsto *P. doderleini*.

B i t t n e r (1884) omenja iz miocenske sivomodre gline nad Kamnikom in Motnikom vrsto z oznako *Pleurotoma* plur. spec., iz okolice Zagorja pa *P.* 2 spec. indet.

V neogenskih skladih med Dolenjim in Gorenjim Vrhpoljem so našli vrste *Clavatula asperulata* Lamarck, *C.* n. sp. aff. *excavata* Bellardi, *C.* n. sp., *C. jouannetti* Desmarest in vrsto *C. schreibersi* M. Hoernes, ki pa je bila najdena tudi v Ivanjem dolu pri Stari vasi (K i n k e l i n, 1891).

Iz H i l b e r j e v e (1893) tabele lahko razberemo, da je bilo v okolici Šentjerneja najdenih 13 različnih turidnih vrst in nekaj primerkov, ki najverjetneje pripadajo novim vrstam. Navedene so vrste *Pleurotoma (Drillia) pustulata* Brocchi, *P. (Clavatula) semimarginata* Lamarck, *P. (C.) schreibersi*. M. Hoernes, *P. (C.)* aff. *calcarata* Grateloup, *P. (C.) styriaca* Auinger, *P. (C.) asperulata* Lamarck, *P. (C.) clarae* R. Hoernes &

Auinger, *P. (C.)* aff. *excavata* Bellardi, *P. (C.) descendens* Hilber, *P. (C.) jouannetti* Desmarest, *P. (Raphitoma)* aff. *plicatella* Jan, *P. (R.)* aff. *duboisi* Boettger in *P. (R.)* aff. *columnae* Scacchi. Leta 1909 piše S a j o v i c, da so v sarmatijskih plasteh v okolici Tunjic našli turidno vrsto *Pleurotoma doderleini* M. Hoernes.

Iz miocenskih plasti Komendiških Tunjic je R a k o v e c (1932) opisal tri turidne oblike, *Pleurotoma (Clavatula) dorothae* R. Hoernes, *P. (C.) brigittae* R. Hoernes in *P. (C.)* sp.

K ü h n e l (1933) je pri Zduši blizu Kamnika v badenijskih skladih odkril vrsto *Pleurotoma (Clavatula)* n. sp. ex. aff. *nataliae* Hoernes & Auinger.

Na starem odvalu zgornjeoligocenske talne gline južnozahodno od jaška na Reštanju, je M u n d a (1939) našel skupaj s številnimi turitelami dva turidna primerka vrste *Pleurotoma (Clavatula) mariae* Hörn. et Auing. cf. var. *persculpta* Schaffer.

K o c h a n s k y - D e v i d é (1970) je zapisala, da se v Ivanjem dolu pri Šentjerneju najdejo številni miocenski polži, med katerimi je tudi vrsta *Clavatula asperulata.*

R a m o v š (1974) piše, da je turidni rod *Pleurotoma* v badenijskih plasteh iz okolice Šentjerneja zastopan s precej vrstami, omenja pa samo dve vrsti *Clavatula asperulata* iz Ivanjega dola in *C. styriaca* iz Dolenje Stare vasi.

Pri Šmarjeti je P r e m r u našel badenijske polže, ki jih je kasneje tudi določeval. Med njimi je ugotovil tudi turidno vrsto *Pleurotoma (Clavostula) calcarata* (cf. P l e n i č a r & P r e m r u, 1977). Pri poimenovanju podrodu gre najverjetneje za tiskarsko napako, saj takšnega podrodovnega imena ne poznamo, pravilno ime je *Clavatula.*

P a v š i č (1995) je opisal tudi nekaj makrofavne iz srednjemiocenskih plasti Krškega polja, med katero navaja vrsto *Clavatula asperulata* iz okolice Šentjerneja.

Skoraj vse starejše navedbe turidnih vrst iz naših krajev so nezanesljive ali vprašljive, saj večinoma niso zadostno dokumentirane.

Paleontološki del

Sistematika po Thieleju, 1963 in Wenzu, 1938

Classis Gastropoda Cuvier, 1797
Subclassis Prosobranchia Milne Edwards, 1848
Ordo Neogastropoda Wenz, 1938
Superfamilia Conacea Rafinesque, 1815
Familia Turridae Swainson, 1840
Subfamilia Turrinae Powell, 1942
Genus *Drillia* Gray, 1838

Drillia pustulata (Brocchi, 1814)
Tab. 1, sl. 1

1856 *Pleurotoma pustulata* Brocc. - H ö r n e s M. 369, Taf. 39, Fig. 21.
1891 *Pleurotoma (Drillia) pustulata* Brocc. var. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 319, Taf. 40, Fig. 6, 12.
1904 *Drillia (Crassispira) pustulata* (Br.) var. Sacco - S a c c o, Parte 30, Tav. 12, Fig. 20, 21.
1911-28 *Drillia pustulata* Brocc. - F r i e d b e r g, 215, Tabl. 13, fig. 17.
1932 *Drillia pustulata* Brocc. - P e y r o t, 154, T. 83, Pl. 7, Fig. 92-95.

1937 *Drillia ?? (Crassispira) pustulata* Br. - M o n t a n a r o, 153, Tav. 7 (10), fig. 19-20.
1951-57 *Turris (Crassispira) pustulata* (Brocchi 1814) - R o s i R o n c h e t t i, 324, Fig. 174.
1960 *Drillia pustulata* (Brocchi 1814) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 202, Tabl. 48, fig. 10.
1966 *Clavus pustulatus* (Brocchi) 1814 - B o h n n é - H a v a s, 1065, Tab. 6, Fig. 6.
1970 *Clavus (Crassispira) pustulatus* (Brocchi) - B a l u k, Pl. 13, Fig. 10.
1985 *Drillia (Crassispira) pustulata* (Brocchi, 1814) - A t a n a c k o v i ć, 170, Tab. 37, fig. 16, 17.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas južnozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Trije dobro ohranjeni primerki z nekoliko poškodovanim ustjem (tek. št. 1357).

O p i s: Hišice so brez protokonha in s poškodovanim ustjem. Razmeroma majhne vretenaste hišice sestoje iz 8 do 9 zavojev. Teleokonh sestoji iz nizkih in rahlo konveksnih zavojev z izrazito aksialno in manj poudarjeno spiralno ornamentacijo. Enakomerno do nazadujočo aksialno ornamentacijo predstavlja 11 nizkih in širokih grebenov, ki so v spodnjih delih zavojev in zavzemajo 2/3 zavoja. Pri aksialni ornamentaciji opazimo tudi neizrazite prirastnice. Enakomerno spiralno ornamentacijo predstavljajo odebeljen greben z vozliči v zgornjem delu zavojev in zelo tanke spiralne črte.

Zadnji zavoj, na katerem aksialna ornamentacija precej oslabi, zavzema skoraj polovico hišice. Kolumela je gladka, ustje režasto, ki se konča s kratkim sifonalnim kanalom.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Drillia pustulata* so našli v spodnjemiocenskih skladih Italije in Francije, v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Madžarske, Bolgarije, Romunije, Poljske, Italije in Francije ter v pliocenskih plasteh Italije. Najdena je tudi v srednjemiocenskih (badenijskih) plasteh Zaprešić brijega na Hrvaškem, Hrvačanih v Bosni in v jedru vrtine iz okolice Arandželovca v Srbiji.

Subfamilia Cryptoconinae Cossmann, 1896
Genus *Genota* Adams H. et Adams A., 1853

Genota ramosa elisae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 1, sl. 2

1856 *Pleurotoma ramosa* Bast. - H ö r n e s M., 335, Taf. 36, Fig. 12, 14.
1877 *Genota ramosa* (Basterot) - B e l l a r d i, Parte 2, Tav. 3, Fig. 2, 3.
1891 *Pleurotoma (Genota) Elisae* nob. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 310.
1911-28 *Genota ramosa* Bast. var. *Elisae* R. Hoern. i Auing. - F r i e d b e r g, 213, Tabl. 13, fig. 13, 14.
1932 *Genota ramosa* var. *evanescens* Peyr. - P e y r o t, 53, T. 83, Pl. 1, Fig. 33.
1960 *Genota ramosa* var. *elisae* (Hoernes und Auinger 1891) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 196, Tabl. 47, fig. 3.
1970 *Genota ramosa* (Basterot) - B a l u k, Pl. 13, Fig. 9.
1982 *Genota ramosa elisae* (R. Hoernes et M. Auinger, 1891) - Š v a g r o v s k ý, 410, Taf. 10, Fig. 2.

N a h a j a l i š č e: Medija pri Izlakah.

M a t e r i a l: En primerek s poškodovanim ustjem (tek. št. 1359).

O p i s: Protokonh majhne in vretenaste hišice sestoji iz dveh okroglih in konveksnih zavojev z neizrazito aksialno ornamentacijo. Teleokonh hišice sestoji iz osmih oglatih in konveksnih zavojev z izrazito aksialno in šibko spiralno ornamentacijo. Enakomerno aksialno ornamentacijo tvorijo poševni grebeni, ki so v srednjem delu zavoja najmočnejši in podaljšani v nekakšne vozle. Proti zadnjemu delu zavoja ti grebeni oslabe. Vzdolž vsega zavoja potekajo številne vijugaste prirastnice. Napredujoča adapikalna spiralna ornamentacija je izrazita šele pri zadnjih dveh zavojih in sestoji iz tankih črt.

Zadnji zavoj zavzema nekaj več kot polovico hišice. Ustje je dolgo oziroma visoko in režasto, ki se konča s kratko sifonalno cevjo. Kolumela je gladka.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Podvrsta *Genota ramosa elisae* je ugotovljena v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Poljske, Bolgarije, Češke in Slovaške. Vrsto *Genota ramosa* pa so našli v spodnjemiocenskih skladih Italije in Francije ter v srednjemiocenskih skladih Madžarske in Romunije.

Subfamilia Clavatulinae Adams H. & Adams A., 1853

Genus *Clavatula* Lamarck, 1801

Subgenus *Clavatula* s.s.

Clavatula (Clavatula) amaliae (Hoernes R. & Auinger, 1891)

Tab. 1, sl. 3, 4

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Amaliae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 346, Taf. 44, Fig. 1, 2.

1960 *Clavatula (Clavatula) laevigata var. amaliae* (Hoernes und Auinger 1891) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 198, Tabl. 47, fig. 9.

1960 *Clavatula amaliae* (Hoern. & Auing.) juv. - B á l d i, 81, Taf. 3, Fig. 3.

N a h a j a l i š č i: Dolenja Brezovica in Ivanji dol pri Šentjerneju.

M a t e r i a l: Dva primerka brez protokonha in z delno ohranjenim ustjem (vzorca A-1 in A-2).

O p i s: Srednje velika vretenasta hišica sestoji iz 7 do 8 konkavnih zavojev. Zavoji so nizki, široki in ločeni s plitvimi šivi ter okrašeni z aksialno in spiralno ornamentacijo. Ornamentaciji sta progresivni. Aksialna ornamentacija pri starejših zavojih sestoji samo iz šibkih prirastnic in nagnjenih grebenčkov v spodnjem delu zavoja. Spiralna sestoji pri starejših zavojih v zgornjem delu zavoja iz grebena, ki je pri mlajših zavojih zelo izrazit in posejan s trni. V spodnjem delu zavoja poševne grebene prekrivajo tanke spiralne črte.

Zadnji zavoj, ki zavzema več kot polovico hišice ima zelo izraziti ornamentaciji. Aksialno v obliki močnih in vijugastih prirastnic z globokim sinusom in manjšimi grebeni v srednjem najbolj izbočenem delu zavoja, pod njimi pa so tri spiralne črte posejane z manjšimi vozliči. V spodnjem delu zavoja so še 2 do 3 spiralne črte.

Ustje je ovalno in podaljšano v kratko sifonalno cev. Kolumela je gladka.

P r i m e r j a v a: Naša primerka, ki sta precej manjša od holotipa H o e r n e s a R. in A u i n g e r j a (1891) se v glavnem razlikujeta v velikosti.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula amaliae* so našli v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Madžarske, Bolgarije in Romunije.

Clavatula (Clavatula) asperulata (Lamarck, 1822)
Tab. 1, sl. 5-7; Tab. 2, sl. 1

1856 *Pleurotoma asperulata* Lam. - H ö r n e s M., 341, Taf. 37, Fig. 1.
1904 *Clavatula asperulata* (Lk.) - S a c c o, Parte 30, Tav. 12, Fig. 70-71.
1911-28 *Clavatula asperulata* Lam. - F r i e d b e r g, 188, Tabl. 12, Fig. 1-2.
1932 *Clavatula asperulata* Lk. var. *tortonica* Peyr. - P e y r o t, 75, Pl. 5, Fig. 19, 24.
1953 *Clavatula asperulata* (Lam.) - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s, 9, Taf. 1, Fig. 19-20.
1961 *Clavatula asperulata* (Lam.) - E r e m i j a, Tab. 4, sl. 2.

N a h a j a l i š č a: Ivanji dol, Dolenja Brezovica in Gorenja Stara vas, vsa južno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Devetnajst (19) poškodovanih primerkov. Večinoma so brez najstarejših zavojev in s poškodovanim ustjem (tek. št. 1281).

O p i s: Vretenaste hišice različnih velikosti sestoje iz 8 do 10 nizkih, širokih in konkavnih zavojev. Spiralna ornamentacija pri starejših zavojih sestoji iz vozličev v zgornjem in spodnjem delu zavojev. Pri mlajših zavojih so v zgornjem delu zavoja močni trni, spodnji deli pa so prekriti z naslednjim mlajšim zavojem. Močne in vijugaste prirastnice, ki potekajo vzdolž hišice tvorijo aksialno ornamentacijo.

Zadnji zavoj je visok in zavzema približno 2/3 hišice. V zgornjem delu zavoja so neenakomerno razvrščeni zelo močni trni. Sledi konkavni del, nato srednji del zavoja s tremi spiralno potekajočimi vrstami trnov in vozličev. Vzdolž zavoja potekajo močne in ukrivljene prirastnice. Kolumela je gladka, ustje ovalno, ki se konča z razmeroma kratkim in ukrivljenim sifonalnim kanalom. Za vrsto *Clavatula asperulata* so značilni močni trni v zgornjem delu zavojev in značilna ornamentacija spodnjega dela zadnjega zavoja.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula asperulata* so našli tudi v srednjemiocenskih plasteh Zaprešić brijega in Gline na Hrvaškem in v enako starih skladih južnega pobočja Iverka v zahodni Srbiji. Sicer pa je vrsta zelo razširjena in jo omenjajo iz spodnje in srednjemiocenskih skladov Italije, Francije ter nekaterih nahajališč srednjemiocenskih skladov Paratetide.

Clavatula (Clavatula) camillae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 2, sl. 2

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Camillae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 340, Taf. 43, Fig. 12, 13.
1911-28 *Clavatula Camillae* R. Hoern. i Auing. - F r i e d b e r g, 193, Tabl. 2, Fig. 4.
p. 1960 *Clavatula (Clavatula)* cf. *camillae* (R. Hörnes & Auinger) - P a v l o v s k y, Tab. 2, sl. 6.
p. 1960 *Clavatula (Clavatula) camillae* (Hoernes und Auinger 1891) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 198, Tabl. 47, fig. 10.
p. 1966 *Clavatula camillae* (Hoernes et Auinger) 1891 - B o h n n é - H a v a s, 1065, Tab. 6, Fig. 8.
1968 *Clavatula (Clavatula) camillae* (Hoernes et Auinger, 1879) - H i n c u l o v, 147, Pl. 37, fig. 3a, 3b.
1982 *Clavatula (Clavatula) camillae* (R. Hoernes et M. Auinger, 1891) - Š v a g r o v s k ý, 414, Taf. 8, Fig. 4.

N a h a j a l i š č i: Dolenja Brezovica in Gorenja Stara vas v bližnji okolici Šentjerneja.

M a t e r i a l: Osem različno velikih in različno ohranjenih hišic. Vse so brez protokonha in imajo poškodovano ustje (vzorca B-1 in B-2).

O p i s: Srednje velika vretenasta hišica sestoji iz 7 do 8 konveksnih zavojev z aksialno in spiralno ornamentacijo. Starejši zavoji nosijo vozliče, mlajši pa trne, ki niso tako močni kot pri vrsti *Clavatula asperulata*. Za vrsto *Clavatula camillae* je značilna srednje velika hišica z značilno ornamentacijo zadnjega zavoja.

V zgornjem delu zadnjega zavoja so bolj na redko posejani ne preveč močni trni, sledi konkavni del, ki prehaja v izbočen osrednji del zavoja. Ta je okrašen s tremi spiralami vozličev. Prva spirala je dvojna. Sledi zopet vbočen pas, nato pa dve do tri spirale blizu spodnjega dela hišice. Ustje je ovalno in podaljšano v razmeroma širok sifonalni kanal. Kolumela je gladka.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Razen na Krškem polju so vrsto *Clavatula camillae* ugotovili tudi v srednjemiocenskih skladih Zaprešić brijega na Hrvaškem. Sicer je vrsta zelo razširjena, saj so jo našli v srednjemiocenskih skladih Bolgarije in badenijskih plasteh Slovaške, Poljske, Madžarske in Romunije. Torej je vrsta značilna skoraj za celotno območje Paratetide.

Clavatula (Clavatula) eleonorae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 2, sl. 3

1856 *Pleurotoma asperulata* Lam. - H ö r n e s M., 341, Taf. 37, Fig. 5.
1891 *Pleurotoma (Clavatula) Eleonorae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 349, Taf. 45, Fig. 1-3.
1911-28 *Clavatula Eleonorae* R. Hoern. i Auinger - F r i e d b e r g, 198, Tabl. 12, Fig. 6.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, jugozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: En primerek s precej poškodovanim zadnjim zavojem (tek. št. 1284).

O p i s: Visoka stolpičasta in vretenasta hišica sestoji iz devetih rahlo konkavnih zavojev. Starejši zavoji so skoraj goli, mlajši so v zgornjem delu zavoja okrašeni s širokimi, topimi in neenakomerno razporejenimi bodicami.

Zadnji zavoj zavzema približno polovico hišice. V zgornjem delu ima široke in tope bodice, sledi rahlo konkavni del, nato pa konveksni srednji del, ki je ornamentiran z dvema spiralama vozlov. Zavoj se konča z razmeroma širokim ustjem s kratko, široko in rahlo ukrivljeno sifonalno cevjo. Blizu baze hišice poteka še ena spirala vozlov.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Razmeroma visoka in robustna hišica z debelo steno in grobo ornamentacijo. Vzdolž cele hišice potekajo šibke spiralne črte in izrazite vijugaste prirastnice. Zavoji so za spoznanje ožji in višji kot pri ostalih vrstah podrodu *Clavatula*.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula eleonorae* so našli v srednjemiocenskih skladih Avstrije in Poljske.

Clavatula (Clavatula) sp. 1
Tab. 2, sl. 4

N a h a j a l i š č e: Dolenja Brezovica pri Šentjerneju.

M a t e r i a l: En primerek brez najstarejših zavojev in brez ustja (vzorec C-1).

O p i s: Visoka vretenasta hišica sestoji iz štirih ohranjenih zavojev. V zgornjem delu rahlo konkavnih zavojev so neenakomerno razporejeni trni. Sledi ozko konkavno polje, ki prehaja v spodnji konveksni del brez spiralne ornamentacije. Vzdolž zavojev potekajo ukrivljene in izrazite prirastnice. Precej velik zadnji zavoj ima v zgornjem delu razvrščene močne trne. Pod njimi je ozko konkavno polje, ki prehaja v konveksni srednji del zavoja z dvema različno močnima spiralama vozličev v spodnjem delu. Zavoj je podaljšan v ozek in dolg sifonalni kanal.

P r i m e r j a v a: Primerek iz Dolenje Brezovice je v marsičem podoben primerkom vrste *Clavatula laevigata*. Manjše razlike so v obliki zavojev, večje pa v ornamentaciji zadnjega zavoja. Ker je najden le en primerek, zaenkrat ne moremo določiti nove vrste.

Clavatula (Clavatula) laevigata (Eichwald, 1830)
Tab. 3, sl. 1, 2

1856 *Pleurotoma asperulata* Lam. - H ö r n e s M., 341, Taf. 37, Fig. 2.
1891 *Pleurotoma (Clavatula) Susannae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 347, Taf. 45, Fig. 7-8.
1911-28 *Clavatula laevigata* Eichw. - F r i e d b e r g, 191, Tabl. 12, Fig. 3; 192, Fig. 45, 46.
1960 *Clavatula (Clavatula) laevigata* Eichwald - P a v l o v s k y, Tab. 2, sl. 4a, b.
1960 *Clavatula (Clavatula) laevigata* (Eichwald 1853) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 197, Tabl. 47, fig. 7, 8.
1966 *Clavatula asperulata* (Lamarck) 1822 - B o h n n é - H a v a s, 1062, Tab. 4, Fig. 7.
1968 *Clavatula (C.) laevigata* Eichw. - S t a n c u & A n d r e e s c u, Pl. 6, Fig. 67.
1969 *Clavatula laevigata* (Eichwald) - R a d w a ń s k i, Pl. 37, Fig. 13, 15, 16.

N a h a j a l i š č a: Dolenja Brezovica, Ivanji dol in Gorenja Stara vas, vsa južno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Enaintrideset (31) različno velikih in različno ohranjenih primerkov (tek. št. 1277, D-1, D-2, D-3).

O p i s: Visoka vretenasta hišica sestoji iz 8 do 9 konkavnih in skromno ornamentiranih zavojev. V zgornjih delih zavojev so razviti in neenakomerno razporejeni trni, v spodnjih delih pa manjše bodice. Vzdolž vseh zavojev potekajo vijugaste prirastnice.

Zadnji zavoj je precej visok in predstavlja skoraj 3/4 hišice. V zgornjem delu nosi zelo močne in vitke trne, sledi srednji konkavni del, nato izbočeni del na katerem sta dve spirali bodic. Ustje je ovalno in podaljšano v dolg, ozek in v spodnjem delu rahlo ukrivljen sifonalni kanal. Kolumela je gladka.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Visoka hišica z močnimi trni in dvema spiralama bodic na zadnjem zavoju ter dolga sifonalna cev.

P r i m e r j a v a : Vrsta *Clavatula laevigata* je nekoliko podobna vrsti *Clavatula styriaca* od katere se loči po velikosti hišice in ornamentaciji zadnjega zavoja.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Razen na Krškem polju je vrsta *Clavatula laevigata* ugotovljena tudi v srednjemiocenskih plasteh Zaprešić brijega na Hrvaškem. Vrsta je najdena tudi v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Romunije, Bolgarije in Poljske.

Clavatula (Clavatula) styriaca (Hilber, 1879)
Tab. 3, sl. 3, 4

1879 *Pleurotoma (Clavatula) styriaca* Auing. in cóll. - H i l b e r, 434, Taf. 3, Fig. 6, 7a-7c.
1891 *Pleurotoma (Clavatula) Styriaca* Auing. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 348, Taf. 47, Fig. 4-10.
1911-28 *Clavatula styriaca* Auinger - F r i e d b e r g, 198, Tabl. 12, Fig. 7.
1932 *Clavatula calcarata* var. *ventricosa* Grat. - P e y r o t, 87, Pl. 8, Fig. 56.
1966 *Clavatula styriaca* (Hilb.) - K ó k a y, Tab. 9, Fig. 15.
p. 1970 *Clavatula styriaca* Auinger - B a l u k, Pl. 13, Fig. 6.
1982 *Clavatula (Clavatula) styriaca* (Hilber, 1879) - Š v a g r o v s k ý, 413, Taf. 8, Fig. 2.

N a h a j a l i š č a: Dolenja Brezovica, Gorenja Stara vas, Ivanji dol, Golobinjek in Gorenje Vrhpolje, vsa južno od Šentjerneja ter Zbure pri Klevevžu.

M a t e r i a l: Zelo veliko primerkov (261), večina brez protokonha in s poškodovanim ustjem (tek. št. 1276, E-1, E-2).

O p i s: Srednje velika do majhna hišica sestoji iz 8 manj konkavnih in skromno ornamentiranih zavojev. Prvi trije do štirje zavoji imajo v zgornjem delu odebeljen rob, v spodnjem drobne vozliče, vzdolž zavojev potekajo močne prirastnice. Naslednji mlajši zavoji nosijo v zgornjem delu neenakomerno razporejene tanke in navzgor zakrivljene trne. Spodnji del zavojev je brez ornamentacije. Vzdolžne prirastnice so vijugaste in neizrazite.

Zadnji zavoj, ki zavzema skoraj 3/4 hišice ima v zgornjem delu odebeljen rob s trni, v rahlo konkavnem delu ukrivljene prirastnice, v srednjem izbočenem delu zavoja najprej neizrazito spiralo, pod katero je še ena močnejša spirala. Ovalno ustje je podaljšano v razmeroma dolgo, ravno in ozko sifonalno cev s številnimi tankimi spiralami in prirastnicami.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Trni v zgornjem delu zavojev, odsotnost ornamentacije v spodnjem delu in velik zadnji zavoj z zelo značilnima gladkima spiralama v srednjem izbočenem delu.

P r i m e r j a v a: Vrsta *Clavatula styriaca* je podobna vrsti *Clavatula laevigata*. Od nje se loči predvsem po ornamentaciji zadnjega zavoja in manjši hišici.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula styriaca* so ugotovili v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Madžarske, Slovaške, Poljske, južnozahodne Ukrajine in Zaprešić brijegu na Hrvaškem.

Clavatula (Clavatula) cf. *styriaca* (Hilber, 1879)
Tab. 4, sl. 1

cf. 1891 *Pleurotoma (Clavatula) Styriaca* Auing. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 348, Taf. 47, Fig. 7.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, južnozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Dva primerka, oba imata poškodovan zadnji zavoj.

O p i s: Srednje velika hišica sestoji iz 9 zavojev. Starejši zavoji so konkavni, mlajši skoraj ravni do konveksni. Ornamentacija starejših zavojev sestoji v zgornjem delu zavojev iz spirale majhnih vozličev, sledi srednji konkavni del, ki ga obkrožajo tanke

spiralne črte. Na spodnjem delu zavojev je spirala z nekoliko močnejšimi vozliči. Pri mlajših zavojih je v zgornjem delu spirala zelo tankih trnov. V srednjem in spodnjem delu ni spiralne ornamentacije. Vzdolž zavojev potekajo tanke in vijugaste prirastnice.

Na zadnjem zavoju sta na izbočenem srednjem delu dve spirali, po katerih lahko naša primerka uvrstimo v podobnostni krog vrste *Clavatula styriaca*.

P r i m e r j a v a: Od vrste *Clavatula styriaca* se naša primerka ločita predvsem po bolj ravnih zavojih in nekoliko šibkejših trnih v zgornjem delu zavojev.

Clavatula (Clavatula) cf. *evae* (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 4, sl. 2

cf. 1891 *Pleurotoma (Clavatula)* Evae nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 344, Taf. 44, Fig. 3.

cf. 1911-28 *Clavatula* c. f. *Evae* R. Hoern. i Auing. - F r i e d b e r g, 195, Tabl. 12, Fig. 10; Fig. 48.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, južnozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: En primerek brez najstarejših zavojev in s fragmentiranim ustjem (tek. št. 1283).

O p i s: Srednje velika stolpičasta in vretenasta hišica sestoji iz 8 ohranjenih zavojev. Zavoji so rahlo konkavni in skromno ornamentirani. Spiralno ornamentacijo sestavljajo tanke spiralne črte in manjši vozliči na spodnjem delu zavojev. Pri mlajših zavojih so v zgornjem delu zavojev zelo na redko posejane manjše bodice. Aksialna ornamentacija sestoji iz izrazitih in vijugastih prirastnic.

Tudi zadnji zavoj, ki predstavlja približno polovico hišice, je slabo ornamentiran. Podaljšan je v srednje dolg, ozek in rahlo ukrivljen sifonalni kanal. Ustje je špranjasto, kolumela je gladka.

P r i m e r j a v a: Naš primerek je podoben primerku F r i e d b e r g a (1911-28) tako po ornamentaciji kot tudi po obliki in velikosti. Nekoliko manj je podoben primerkoma H o e r n e s a R. in A u i n g e r j a (1891). Njuna primerka sta večja z nekoliko krajšo sifonalno cevjo.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsta *Clavatula evae* je ugotovljena v srednjemiocenskih plasteh Avstrije, našli pa so jo tudi v enako starih skladih Poljske.

Clavatula (Clavatula) olgae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 4, sl. 3, 4

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Olgae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 337, Taf. 43, Fig. 5, 6, 7.

1911-28 *Clavatula Olgae* R. Hoern. i Auinger var. - F r i e d b e r g, 196, Tabl. 12, Fig. 11-12.

1938 *Clavatula Olgae* R. Hoern. u. Auing. - F r i e d b e r g, 143, Fig. 46.

1960 *Clavatula (Clavatula) olgae* (Hoernes und Auinger 1891) - K o j u m d ž i e v a & S t r a š i m i r o v, 199, Tabl. 48, fig. 1.

1982 *Clavatula (Clavatula) olgae* (R. Hoernes et M. Auinger, 1891) - Š v a g r o v s k ý, 413, Taf. 8, Fig. 3.

N a h a j a l i š č i: Dolenja Brezovica in Gorenja Stara vas, južno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Pet precej poškodovanih primerkov (vzorci F-1, F-2 in F-3).

O p i s: Manjša vretenasta hišica sestoji iz 8 konkavnih zavojev. Ornamentacija starejših zavojev sestoji v zgornjem delu zavoja iz dveh spiral vozličev, v spodnjem delu iz ene spirale vozlov. Vzdolžno potekajoče prirastnice so vijugaste in izrazite. Zadnji zavoj predstavlja nekaj več kot polovico hišice. V njegovem zgornjem delu so zelo slabo razviti vozli, sledi konkavni del, nato izbočen srednji del zavoja z razmeroma močnimi vozli, ki so podobni vzdolžnim grebenčkom. Pod njimi je še nekaj spiral z vozliči, na bazi hišice pa še nekaj tankih spiralnih črt. Ovalno ustje je podaljšano v kratko, ozko in ravno sifonalno cev. Kolumela je gladka.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Manjša hišica, močnejši vozli v spodnjih delih zavojev, ter odsotnost trnov ali bodic.

P r i m e r j a v a: Naši primerki po velikosti in ornamentaciji ustrezajo upodobljenim primerkom H o e r n e s a R. in A u i n g e r j a (1891) ter nekaterim primerkom drugih avtorjev.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula olgae* so ugotovili v srednjemiocenskih skladih Romunije, našli pa so jo tudi v enako starih plasteh Madžarske, Slovaške, Poljske in Bolgarije.

Clavatula (Clavatula) sophiae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 4, sl. 5

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Sophiae* nobis. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 340, Taf. 43, Fig. 8.

1953 *Clavatula sophiae* Hörnes & Auinger - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s, 10, Taf. 1, Fig. 21-22.

1970 *Clavatula* aff. *sophiae* (R. Hörnes & Auinger, 1891) - B a l u k, 145, Pl. 13, fig. 7-8.

N a h a j a l i š č i: V okolici Šentjerneja - Dolenja Brezovica in Gorenja Stara vas.

M a t e r i a l: Devet primerkov. Vsi imajo poškodovano ustje (tek. št. 1282 in G-1).

O p i s: Srednje velika hišica sestoji iz 9 konkavnih zavojev. V zgornjem delu zavojev je samo odebeljen rob brez vozličev, v spodnjem delu so razviti in enakomerno razporejeni močni spiralno potekajoči vozli. Vzdolžne prirastnice so neizrazite. Zadnji zavoj, ki zavzema nekaj več kot polovico hišice, nosi v zgornjem delu šibke trne, sledi konkavni del z izrazitimi in vijugastimi prirastnicami, nato srednji izbočeni del zavoja z izstopajočo prvo spiralo vozličev. Pod njo potekajo še 3 do 4 tanke spiralne črte. Ovalno ustje je podaljšano v ozko, ravno in kratko sifonalno cev.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Skromna ornamentacija, odebeljen rob v zgornjem delu zavojev, v spodnjem pas vozličev ter značilna ornamentacija zadnjega zavoja.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Zunaj naše domovine so vrsto *Clavatula sophiae* našli v srednjemiocenskih (badenijskih) skladih Avstrije, Madžarske in Poljske.

Clavatula (Clavatula) sp. 2
Tab. 4, sl. 6

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas pri Šentjerneju.

M a t e r i a l: En razmeroma dobro ohranjen primerek. Je brez protokonha in ima poškodovano ustje (tek. št. 1282).

O p i s: Srednje velika hišica ima 7 ohranjenih zavojev. Starejši zavoji so konkavni. V njihovih zgornjih delih potekajo v spirali manjši vozliči, v spodnjih močnejši vozli. Pri mlajših zavojih, ki so že skoraj ravni, zgornji vozliči skoraj izginejo, precej oslabe tudi spodnji. Vzdolž vseh zavojev potekajo izrazite vijugaste prirastnice. V zgornjem delu zadnjega zavoja so manjši trni, sledi manjše konkavno polje, ki prehaja v precej izbočen srednji del zavoja na katerem so najprej močni vozli, pod njim je nekaj tankih spiral in nazadnje še ena spirala manjših vozličev. Zadnji zavoj je podaljšan v ovalno ustje z razmeroma dolgim in ukrivljenim sifonalnim kanalom.

P r i m e r j a v a: Po obliki in ornamentaciji je primerek iz Stare vasi še najbolj podoben vrsti *Clavatula evae*. Od nje se razlikuje po ornamentaciji zgornjega dela mlajših zavojev in ornamentaciji zadnjega zavoja. Manjše podobnosti ima naš primerek tudi z vrsto *Clavatula interrupta*. Od nje se loči predvsem po ornamentaciji spodnjega dela zavojev. Primerek verjetno pripada novi vrsti, ko bomo našli več takšnih primerkov, se bo videlo ali je naša trditev utemeljena.

Clavatula (Clavatula) granulatocincta (Münster, 1840)
Tab. 5, sl. 1

1856 *Pleurotoma granulato-cincta* Münst. - H ö r n e s M., 344, Taf. 37, Fig. 14-17.
1891 *Pleurotoma (Clavatula) granulato-cincta* Münst. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 353, Taf. 43, Fig. 11.
1911-28 *Clavatula granulato-cincta* Münst. - F r i e d b e r g, 200, Tabl. 12, Fig. 8.
1932 *Clavatula granulato-cincta* Münst. - P e y r o t, 90, T. 83, Pl. 8, Fig. 76-77.
1953 *Clavatula granulatocincta* (Münst.) - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s, Taf. 1, Fig. 23-24.
1985 *Clavatula (Clavatula) granulatocincta* (Münster in Goldfuss, 1843) - A t a n a c k o v i ć, 166, Tab. 38, fig. 12, 13.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, južno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: En primerek, ki je brez začetnih zavojev in ima poškodovano ustje (tek. št. 1279).

O p i s: Nizka stopničasta hišica sestoji iz 6 ohranjenih zavojev. Zavoji so ravni do rahlo konkavni z bogato ornamentacijo. Pri starejših zavojih se v zgornjih in spodnjih delih zavojev spiralna ornamentacija sestoji iz številnih vozličev, ki se pri mlajših zavojih manifestirajo kot bodice. Po sredini vseh zavojev poteka spirala zelo na gosto nanizanih vozlov, ki je zelo značilna za to vrsto. Pod njo sta še dve tanjši spirali z manj poudarjenimi vozliči.

Zadnji zavoj, ki predstavlja polovico hišice ima prav tako zelo bogato ornamentacijo. V zgornjem delu nosi redko nanizane trne, sledita dve tanjši spirali. Po sredini rahlo vbočenega dela poteka spirala na gosto nanizanih vozlov, pod njo so še 2 do 3 tanjše spirale. Na najbolj izbočenem delu je spirala bodic. Od tu do baze hišice je še več tanjših in močnejših spiral z nanizanimi vozliči. Ustje je ovalno in podaljšano v kratek sifonalni kanal.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Manjša stopničasta hišica, skoraj ravni zavoji in zelo bogata filigranska ornamentacija.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Zunaj naših meja so vrsto *Clavatula (Clavatula) granulatocincta* našli v srednjemiocenskih skladih Zaprešić brijega na Hrvaškem, Kozari in Jazovac potoku v Bosni, Avstrije, Madžarske in Poljske ter v spodnje in srednjemiocenskih plasteh Francije.

Subgenus *Perrona* Schumacher, 1817

Clavatula (Perrona) auingeri (Hilber, 1879)

Tab. 5, sl. 2

1879 *Pleurotoma (Clavatula) Auingeri* Hilb. - H i l b e r, 433, Taf. 3, Fig. 3.

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Auingeri* Hilb. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 339, Taf. 47, Fig. 1.

N a h a j a l i š č i: Dolenja Brezovica in Dolenja Stara vas.

M a t e r i a l: Štirje primerki, vsi brez začetnih zavojev in s poškodovanim zadnjim zavojem (vzorci H-1, H-2 in H-3).

O p i s: Majhna vretenasta hišica sestoji iz 8 ohranjenih konkavnih zavojev. V zgornjem delu imajo zavoji odebeljen greben, pod njim pa 6 do 7 tankih spiralnih črt.

Zadnji zavoj, ki zavzema malo več kot polovico hišice ima v zgornjem delu odebeljen greben, sledi 6 do 7 tankih spiralnih črt v konkavnem delu zavoja. Na najbolj izbočenem delu potekata dva ozka grebena. Zgoraj močan greben, pod njim šibak, nato še kakih 17 tankih spiralnih črt. Vzdolž vseh zavojev potekajo vijugaste in dokaj neizrazite prirastnice. Ovalno ustje je podaljšano v kratko sifonalno cev.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Močan in zaobljen greben v zgornjem delu zavojev, tanke spiralne črte v konkavnem delu in značilna ornamentacija zadnjega zavoja.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula auingeri* so ugotovili v srednjemiocenskih skladih Avstrije. V drugih nahajališčih Paratetide zaenkrat ni registrirana.

Clavatula (Perrona) floriana (Hilber, 1879)

Tab. 5, sl. 3, 6, 7

1879 *Pleurotoma (Clavatula) Floriana* Hilb. - H i l b e r, 433, Taf. 3, Fig. 4a-4d.

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Floriana* Hilb. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 357, Taf. 48, Fig. 16.

1929 *Pleurotoma (Clavatula) Ernae* nov. spec. - Š u k l j e, 36, Tab. 3, Fig. 2a-2d.

N a h a j a l i š č i: Dolenja Brezovica in Dolenja Stara vas, obe južnovzhodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Pet različno ohranjenih primerkov. Vsi imajo poškodovano ustje (vzorca I-1 in I-2).

O p i s: Protokonh majhne vretenaste hišice tvorita dva konveksna neornamentirana zavoja. Teleokonh sestoji iz osmih rahlo konkavnih in skromno ornamentiranih zavojev. Prvi trije zavoji teleokonha imajo v zgornjem in spodnjem delu manjše vozliče. Vsi naslednji zavoji imajo samo v zgornjem delu močnejši zaobljen greben. Vzdolž vseh zavojev potekajo vijugaste prirastnice.

Zadnji zavoj ima v zgornjem delu zaobljen in širok greben, pod njim sledi rahlo

konkavni del, nato izbočen del brez dodatnih grebenov ali spiral. Ovalno ustje je podaljšano v kratek sifonalni kanal.

Značilnosti vrste so: Majhna hišica, nizki in široki zavoji s skromno ornamentacijo in odebeljenim grebenom na zgornjem delu zavojev.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsto *Clavatula floriana* so našli v srednjemiocenskih skladih Avstrije, Madžarske in v Zapršić brijegu pri Samoboru na Hrvaškem.

Clavatula (Perrona) carinifera (Grateloup, 1832)
Tab. 5, sl. 4, 5

1877 *Clavatula carinifera* (Grateloup) - Bellardi, Parte 2, Tav. 6, Fig. 24.
1891 *Pleurotoma (Clavatula) carinifera* Grat. - Hoernes R. & Auinger, 356, Taf. 48, Fig. 14, 15.
1932 *Clavatula (Perrona) carinifera* var. *vasatensis* Peyrot - Peyrot, 109, T. 83, Pl. 8, Fig. 33, 42.

Nahajališče: Ivanji dol, med Gorenjo Staro vasjo in Gorenjim Vrhpoljem.

Material: Trije primerki. Dva sta razmeroma dobro ohranjena, tretjemu pa manjka baza hišice (vzorca J-1 in J-2).

Opis: Majhna do srednje velika vretenasta in stopničasta hišica sestoji iz 9 skoraj ravnih zavojev. V zgornjem delu imajo zavoji močan in oster greben, nato sledi raven del skoraj brez ornamentacije na katerem so posamezne tanke spirale in vzdolžne vijugaste neizrazite prirastnice.

Nekaj več kot polovico hišice zavzema zadnji zavoj, ki ima prav tako v zgornjem delu močan zašiljen greben. Navzdol sledi izbočen del, ki je podaljšan v ovalno ustje s srednje veliko in ozko sifonalno cevjo. Na hrbtni strani cevi potekajo tanke spirale.

Značilnosti vrste so: Razmeroma nizki in skoraj ravni zavoji z močnim in zašiljenim grebenom v zgornjih delih zavojev. Zelo skromna ornamentacija zavojev.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsto *Clavatula carinifera* so ugotovili v spodnjemiocenskih skladih Francije, v srednjemiocenskih skladih Italije, Avstrije in Madžarske.

Clavatula (Perrona) jouanneti (Des Moulins, 1842)
Tab. 5, sl. 8

1856 *Pleurotoma Jouanneti* Des Moul. - Hörnes M., 346, Taf. 38, Fig. 4, 5.
1911-28 *Clavatula Jouanneti* Desm. - Friedberg, 201, Tabl. 13, fig. 1.
1932 *Clavatula (Perrona) jouanneti* Desm. - Peyrot, 109, T. 83, Pl. 8, Fig. 61, 62, 71.
1937 *Clavatula Jouanneti* Desm. - Montanaro, 135, Tav. 6 (9), fig. 4.
1966 *Clavatula (Perrona) jouanneti* (Des Moulins) 1842 - Bohnné - Havas, 1062, Tab. 6, Fig. 11.

Nahajališče: Ivanji dol blizu Šentjerneja.

Material: En primerek s precej poškodovanim zadnjim zavojem (vzorec K-1).

O p i s: Majhna vretenasta hišica sestoji iz 8 rahlo konkavnih in nizkih zavojev. V zgornjem delu zavojev poteka srednje močan greben, pod njim je konkavno polje, ki preide v spodnji izbočeni del zavoja. Vzdolž vseh zavojev potekajo zelo tanke vijugaste prirastnice.

Nekaj več kot polovico hišice zavzema zadnji zavoj, ki ima takšno ornamentacijo kot vsi starejši zavoji. Ustje je podaljšano v kratek sifonalni kanal.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Nizki, ravni do rahlo konkavno-konveksni in slabo ornamentirani zavoji z močnim grebenom v zgornjem delu zavojev.

P r i m e r j a v a: Vrsta *Clavatula jouanneti* je podobna vrsti *Clavatula floriana*. Od nje se loči po nekoliko manjšem in bolj izrazitem grebenu v zgornjem delu zavoja, v velikosti plevralnega kota in sami oblikovanosti zadnjega zavoja. Podobna je tudi vrsti *Clavatula vindobonensis* od katere se razlikuje prav tako po obliki in ornamentaciji zavojev in v velikosti plevralnega kota.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula jouanneti* so našli v spodnjemiocenskih skladih Francije, v srednjemiocenskih plasteh Italije, Avstrije, Madžarske, Poljske in enako starih plasteh Zaprešić brijega na Hrvaškem. Našli so jo tudi v Bosni in Hercegovini blizu Zvornika in na Iverku v Srbiji.

Clavatula (Perrona) cf. *descendens* (Hilber, 1879)
Tab. 5, sl. 9

cf. 1879 *Pleurotoma (Clavatula) descendens* Hilb. - H i l b e r, 434, Taf. 3, Fig. 5a-5b.
cf. 1891 *Pleurotoma (Clavatula) descendens* Hilb. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 355, Taf. 48, Fig. 7, 8, 9.
cf. 1966 *Clavatula (Perrona) descendens* Hilb. - K ó k a y, Tabl. 9, Fig. 19.
cf. 1966 *Clavatula (Perrona) jouanneti descendens* (Hilber) 1879 - B o h n n é - H a v a s, 1063, Tabl. 6, Fig. 10.

N a h a j a l i š č e: Ivanji dol pri Šentjerneju.

M a t e r i a l: En precej poškodovan primerek (vzorec L-1).

O p i s: Majhna vretenasta hišica ima ravne do konveksne skromno ornamentirane zavoje. Zadnji zavoj ima v zgornjem delu močan greben z vozli. Pod njim je izbočeni del, ki je podaljšan v srednje veliko, ozko in ravno sifonalno cev. Vzdolžne prirastnice so vijugaste in zelo šibke.

P r i m e r j a v a: Na podlagi nekaj morfoloških znakov sem naš primerek pripisal vrsti *Clavatula* cf. *descendens*. Oblika in ornamentacija zadnjega zavoja še najbolj ustrezata primerkom H i l b e r j a (1879), H o e r n e s a R. in A u i n g e r j a (1891) in drugih. Natančnejša determinacija pa zaradi slabe ohranjenosti primerka ni mogoča.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula descendens* so našli v srednjemiocenskih skladih Avstrije in Madžarske.

Clavatula (Perrona) cf. *lydiae* (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 6, sl. 1

cf. 1856 *Pleurotoma Jouanneti* Des Moul. - H ö r n e s M., 346, Taf. 38, Fig. 1.
cf. 1891 *Pleurotoma (Clavatula) Lydiae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 361, Taf. 47, Fig. 11.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, južnozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: En dobro ohranjen primerek, ki je brez protokonha in z nekoliko poškodovanim ustjem (tek. št. 1278).

O p i s: Teleokonh srednje velike vretenaste hišice sestoji iz 8 ohranjenih zavojev. Zavoji so v srednjem delu rahlo konkavni, v zgornjem delu, kjer poteka širok, visok in zaobljen greben pa močno konveksni. Manjša konveksnost je tudi v spodnjem delu zavojev. Vzdolž zavojev potekajo številne vijugaste prirastnice, ki so na zadnjem zavoju najbolj izrazite.

Zadnji zavoj, ki zavzema nekaj več kot polovico hišice ima prav tako v zgornjem delu močan zaobljen greben. Pod njim je rahlo konkavni del, nato zaobljen izbočeni del, ki preide v širok bazalni del hišice. Ovalno ustje je podaljšano v širok in kratek sifonalni kanal.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Srednje visoka hišica, močan in zaobljen greben v zgornjem delu zavojev, odsotnost spiralne ornamentacije in kratek ter širok sifonalni kanal.

P r i m e r j a v a: Še največ skupnih elementov ima naš primerek z vrsto *Clavatula lydiae*, predvsem v obliki zadnjega zavoja in ustja. Razlike so v velikosti hišice in v moči zaobljenega in širokega grebena v zgornjem delu zavojev. Naš primerek je manjši in ima močnejše grebene v zgornjem delu zavojev.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula lydiae* so našli samo v srednjemiocenskih skladih Avstrije.

Clavatula (Perrona) oliviae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 6, sl. 2

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Oliviae* nov. form. - H o e r n e s R. & A u i n g e r, 360, Taf. 47, Fig. 13-16.

p. 1953 *Clavatula* cfr. *oliviae* Hörnes & Auinger - C s e p r e g h y - M e z n e r i c s, 13, Taf. 2, Fig. 15-16.

1982 *Clavatula (Perrona) oliviae* (R. Hoernes et M. Auinger, 1891) - Š v a g r o v s k ý, 415, Taf. 8, Fig. 6.

N a h a j a l i š č e: Dolenja Brezovica, južno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Precej poškodovan primerek, brez protokonha in brez starejših zavojev. Tudi ustje ni v celoti ohranjeno (vzorec M-1).

O p i s: Srednje visoka vretenasta hišica ima ohranjene štiri konkavne zavoje. V zgornjem delu imajo zavoji odebeljen in zaobljen greben, katerega jakost narašča pri mlajših zavojih. V srednjem delu je ozek konkavni del, ki preide v spodnji konveksni del zavoja. Zavoji nimajo spiralne ornamentacije. Vzdolž zavojev potekajo močne vijugaste prirastnice.

Polovico hišice zavzema zadnji zavoj, ki ima v zgornjem delu močan, zaobljen in odebeljen greben. Pod njim je rahlo vbočen srednji del, ki preide v izbočeni spodnji del na sredini zadnjega zavoja. Hišica ima precej ozko bazo. Ustje je ovalno in podaljšano v dolg in ozek sifonalni kanal. Kolumela je gladka.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Srednje velika hišica, konveksno-konkavno-konveksni zavoji, odebeljen greben v zgornjem delu zavojev, dolg in ozek sifonalni kanal.

P r i m e r j a v a: Vrsta *Clavatula oliviae* je podobna vrsti *Clavatula lydiae*. Razlikujeta se predvsem po obliki in velikosti zadnjega zavoja z ustjem. Hišica vrste *Clavatula oliviae* ima veliko ožjo bazo in daljši ter ožji sifonalni kanal.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Primerke vrste *Clavatula oliviae* so našli v srednjemiocenskih skladih Romunije, Madžarske in Slovaške ter v ottnangijskih in karpatijskih skladih centralne Paratetide (Švagrovský, 1982).

Clavatula (Perrona) sabinae (Hoernes R. & Auinger, 1891)
Tab. 6, sl. 3

1891 *Pleurotoma (Clavatula) Sabinae* nov. form. - Hoernes R. & Auinger, 356, Taf. 48, Fig. 10, 11.
1960 *Clavatula (Perrona) emmae* var. *sabinae* (Hoernes und Auinger 1891) - Kojumdžieva & Strašimirov, 199, Tabl. 48, fig. 3, 4.

Nahajališče: Ivanji dol blizu Šentjerneja.

Material: Trije poškodovani primerki. Vsi so brez starejših zavojev in imajo le delno ohranjeno ustje (vzorec N-1).

Opis: Teleokonh majhne vretenaste, stopničaste hišice ima v zgornjem delu ravne do rahlo konveksne zavoje z odebeljenim grebenom v zgornjem delu zavojev. Zadnji trije zavoji imajo v zgornjem delu odebeljen greben z neenakomerno razporejenimi navzgor zavihanimi vozli. Vzdolž zavojev potekajo zelo goste in tanke prirastnice.

Zadnji zavoj zavzema približno polovico hišice. V zgornjem delu ima močan greben z velikimi bolj na redko posejanimi vozli. Pod grebenom je manjši konkavni del, ki hitro preide v zaobljen izbočen srednji del zavoja. Baza hišice je ozka. Sifonalni kanal je ozek in kratek.

Značilnosti vrste so: Majhna hišica, nizki, ravni do konveksni zavoji, močni navzgor zavihani vozli v zgornjem delu zadnjih treh zavojev, ozka baza hišice s kratkim sifonalnim kanalom.

Primerjava: Vrsta *Clavatula sabinae* je precej podobna vrsti *Clavatula descendens*. Od nje se loči predvsem po obliki srednjega dela zadnjega zavoja, ki je pri vrsti *Clavatula sabinae* zaobljen in brez dodatnih spiral. Pri vrsti *Clavatula descendens* pa poteka v srednjem delu tanjši greben, ki ima včasih tudi manjše vozliče.

Stratigrafska in geografska razširjenost: Vrsto *Clavatula sabinae* so ugotovili v srednjemiocenskih skladih Romunije. Našli so jo tudi v enako starih skladih Bolgarije.

Clavatula (Perrona) semimarginata (Lamarck, 1822)
Tab. 6, sl. 4

1856 *Pleurotoma semimarginata* Lam. - Hörnes M., 347, Taf. 38, Fig. 7, 8.
1904 *Clavatula (Perrona) semimarginata* var. *servata* Sacco - Sacco, Parte 30, Tav. 13, Fig. 11,12.
1932 *Clavatula (Perrona) semimarginata* Lamarck - Peyrot, 102, T. 83, Pl. 6, Fig. 14, 15, 23, 32.
1937 *Clavatula semimarginata* Lmk. - Montanaro, 131, Tav. 5(8), fig. 62, 64.
1966 *Clavatula (Perrona) semimarginata* (Lamarck) 1822 - Bohnné - Havas, 1063, Tab. 6, Fig. 9.

N a h a j a l i š č e: Gorenja Stara vas, južnozahodno od Šentjerneja.

M a t e r i a l: Sedem različno ohranjenih primerkov. Skoraj vsi so brez protokonha in imajo precej poškodovano ustje (tek. št. 1280).

O p i s: Protokonh srednje velike vretenaste hišice sestoji iz dveh konveksnih neornamentiranih zavojev, teleokonh iz devetih konkavno-ravnih in ravno-konveksnih zavojev. Prvi trije konkavni zavoji teleokonha imajo na spodnjem delu manjšo odebelitev. Najmlajši trije zavoji so ravni do konveksni in brez spiralne ornamentacije. Vzdolž vseh zavojev potekajo tanke in vijugaste prirastnice.

Nekaj več kot polovico hišice zavzema zadnji zavoj, ki je prav tako kot ostali zelo skromno ornamentiran. Na srednjem najbolj izbočenem delu potekata dve komaj vidni tanki spirali. Vzdolž zavoja potekajo nekoliko bolj izrazite prirastnice. Ovalno ustje je podaljšano v ozek in dolg sifonalni kanal. Kolumela je gladka.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Srednje velika hišica, konkavni starejši zavoji, konkavno-ravni srednji zavoji, ravno-konveksni mlajši zavoji, zelo skromna ornamentacija, ozka baza hišice z dolgo in ozko sifonalno cevjo.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Clavatula semimarginata* so ugotovili v spodnjemiocenskih skladih Francije, srednjemiocenskih skladih Italije, Avstrije in Madžarske. Našli so jo tudi v srednjemiocenskih plasteh blizu Zvornika v Bosni in Hercegovini in na Iverku v Srbiji.

Clavatula (Perrona) sp. 1
Tab. 6, sl. 5

N a h a j a l i š č e: Ivanji dol blizu Šentjerneja.

M a t e r i a l: En precej poškodovan primerek je brez najstarejših zavojev in ima poškodovan zadnji zavoj (vzorec 0-1).

O p i s: Majhna stopničasta hišica sestoji iz štirih ohranjenih zavojev. Zavoji so visoki, široki, ravni do konveksni in slabo ornamentirani. V zgornjem delu zavoja je navzdol nagnjena stopnica, ki je sestavni del izrazitega grebena. Vzdolž zavojev potekajo vijugaste in neizrazite prirastnice. Po obliki, velikosti in ornamentaciji zavojev se primerek iz Ivanjega dola v tolikšni meri razlikuje od poznanih vrst, da mu zaenkrat ne moremo pripisati vrstnega imena.

P r i m e r j a v a: Primerek iz Ivanjega dola je podoben primerkom vrste *Clavatula floriana*, od katere se loči po višjih zavojih in ostrem grebenu v zgornjem delu zavojev. Precej skupnih elementov ima tudi s primerki Hoernesove R. in Auingerjeve vrste *Clavatula emmae*. Razlikuje pa se predvsem po zašiljenem grebenu v zgornjem delu zavojev, ki ga vrsta *Clavatula emmae* nima. Ali gre tudi pri tem primerku za novo vrsto, se bo ugotovilo takrat, ko bo na voljo več enakih primerkov.

Subfamilia Mangeliinae Fischer, 1887
Genus *Bela* Gray, 1847
Bela vulpecula (Brocchi, 1814)
Tab. 6, sl. 6

1877 *Raphitoma vulpecula* (Brocchi) - B e l l a r d i, Parte 2, 308, Tav. 9, Fig. 20.
1911-28 *Raphitoma vulpecula* Brocc. - F r i e d b e r g, 573, Tabl. 37, Fig. 17.

1951-57 *Cythara (Mangelia) (Mangelia) vulpecula* (Brocchi 1814) - R o s s i - R o n c h e t t i, 301, Fig. 161.
1982 *Bela vulpecula* (Brocchi, 1814) - Š v a g r o v s k ý, 418, Taf. 10, Fig. 5, 6.

N a h a j a l i š č e: Dolenja Brezovica pri Šentjerneju.

M a t e r i a l: En dobro ohranjen primerek z rahlo poškodovanim ustjem (vzorec P-1).

O p i s : Protokonh zelo majhne hišice sestoji iz dveh konveksnih neornamentiranih zavojev, teleokonh iz šestih bogato okrašenih zavojev. Ti so nizki in široki s precej enakomerno aksialno in spiralno ornamentacijo. Vzdolž zavojev poteka 14 do 15 razmeroma močnih grebenov, ki so v zgornjem delu zavojev oslabljeni. Vzporedno z vzdolžnimi grebeni potekajo številne tanke vijugaste prirastnice. Pravokotno nanje, to je vzporedno s šivi krožijo številne tanke spirale, med katerimi lahko opazimo nekaj zelo tankih spiralnih črt.

Zadnji zavoj, ki zavzema skoraj 2/3 hišice ima takšno ornamentacijo kot vsi predhodni starejši zavoji. Ovalno ustje je podaljšano v kratek, ozek in rahlo zakrivljen sifonalni kanal. Kolumela in notranja ustna sta gladki.

Z n a č i l n o s t i v r s t e s o: Zelo majhna hišica z bogato spiralno in aksialno ornamentacijo, kratek sifonalni kanal.

S t r a t i g r a f s k a i n g e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Vrsto *Bela vulpecula* so ugotovili v srednjemiocenskih skladih Italije in Poljske, Š v a g r o v s k ý (1982) pa jo omenja tudi iz badenijskih plasti vzhodne Slovaške, Madžarske in južnozahodne Ukrajine ter miocenskih in pliocenskih skladov Mediterana.

Sklep

Po pregledu in determinaciji 375 primerkov družine Turridae je ugotovljenih 23 različnih vrst in podvrst (tabela 2). Vrste in podvrste pripadajo poddružinam Turrinae z rodom *Drillia*, Cryptoconinae z rodom *Genota*, Clavatulinae z rodom *Clavatula* in podrodovoma *Clavatula* in *Perrona* ter Mangeliinae z rodom *Bela*.

Med ugotovljenimi vrstami in podvrstami je največ primerkov vrste *Clavatula (Clavatula) styriaca* (69,6%), sledijo primerki vrste *C. (C.) laevigata* (8,3%), *C. (C.) asperulata* (5,1%), *C. (C) sophiae* (2,4%), *C. (C) camillae* (2,4%) in *C. (Perrona) semimarginata* (1,9%). Vse ostale vrste so razmeroma redke, saj je njihov odstotek manjši od vrednosti 1,5.

V laporjih nahajališč blizu Šentjerneja prevladujejo primerki poddružine *Clavatulinae* (98,6%) s podrodovoma *Clavatula* (92,2%) in *Perrona* (6,4%), primerki ostalih poddružin so razmeroma redki.

Skoraj v vseh najdiščih najdemo turide v združbah, v katerih prevladujejo predstavniki družine Turritellidae, zelo veliko je tudi primerkov naddružin Naticacea in Buccinacea. Izjema je nahajališče Ivanji dol, kjer so najdeni razen primerkov omenjenih družin in naddružin tudi primerki vrste *Pereiraea gervaisi* iz družine Strombidae.

Največ turid smo v letih 1980-1983 našli v bližini Dolenje Brezovice (251 primerkov), veliko manj v Gorenji Stari vasi (67 primerkov), še manj v Ivanjem dolu (38 primerkov). V vseh ostalih najdiščih smo našli le po nekaj primerkov.

Največ različnih turidnih vrst in podvrst je ugotovljenih v Gorenji Stari vasi (13), v Dolenji Brezovici (11) in Ivanjem dolu (8). V vseh ostalih nahajališčih le po eno ali dve različni vrsti.

Tabela 1. Dimenzije primerkov
Table 1. Dimensions of samples

Turide v Sloveniji Turrids in Slovenia	Št. primerka No. of sample	D (mm)	H (mm)	D/H	Plevralni kot Pleural angle	h (mm)	h/H
Drillia pustulata	1357	8	25	0,32	19°	-	-
Drillia pustulata	1357	8	22	0,36	19°	-	-
Drillia pustulata	1357	9	24	0,37	20°	-	-
Genota ramosa elisae	1359	10	33,5	0,29	23,5°	-	-
Clavatula (C.) amaliae	A-1	18	38	0,47	38°	25	0,65
Clavatula (C.) amaliae	A-2	19	49	-	37°	32	0,65
Clavatula (C.) asperulata	1281	22	54	0,41	27°	-	-
Clavatula (C.) asperulata	1281	26	61	0,42	29°	-	-
Clavatula (C.) asperulata	1281	18	43	0,42	-	-	-
Clavatula (C.) asperulata	1281	16	37	0,43	-	-	-
Clavatula (C.) camillae	B-1	18	43	0,42	27°	-	-
Clavatula (C.) camillae	B-2	18	44	0,41	27°	-	-
Clavatula (C.) eleonorae	1284	19,5	49	0,39	23°	-	-
Clavatula (C.) sp. 1	C-1	21	-	-	-	40	-
Clavatula (C.) laevigata	D-1	20	50	0,40	35°	36	0,72
Clavatula (C.) laevigata	D-2	21	55	0,38	33°	40	0,73
Clavatula (C.) laevigata	D-3	20	57	0,35	31°	40	0,70
Clavatula (C.) laevigata	1277	20	52	-	33°	-	-
Clavatula (C.) laevigata	1277	21	50	-	31°	-	-
Clavatula (C.) styriaca	1276	20	45	0,44	32°	29	0,64
Clavatula (C.) styriaca	E-1	15	38	0,39	32°	27	0,71
Clavatula (C.) styriaca	E-2	17	45	0,38	34°	31	0,69
Clavatula (C.) cf. *styriaca*	1275	18	52	0,35	23°	32	0,61
Clavatula (C.) cf. *styriaca*	1275	18	50	0,36	24°	32	0,64
Clavatula (C.) cf. *evae*	1283	16	44	0,36	27°	28	0,64
Clavatula (C.) olgae	F-1	13	31	0,42	34°	19	0,61
Clavatula (C.) olgae	F-2	11	30	0,36	34°	20	0,66
Clavatula (C.) olgae	F-3	7,5	20	0,37	35°	13	0,65
Clavatula (C.) sophiae	1282	14	34	0,41	34°	23	0,67
Clavatula (C.) sophiae	1282	15	37	0,40	34°	24	0,65
Clavatula (C.) sophiae	G-1	15	35	0,43	35°	22	0,63
Clavatula (C.) sp. 2	1282	15	44	0,34	27°	28	0,64
Clavatula (C.) granulatocincta	1279	14	31	0,45	23°	20	0,64
C. (Perrona) auingeri	H-1	9,5	25	0,38	32°	16	0,64
C. (Perrona) auingeri	H-2	9	-	-	32°	-	-
C. (Perrona) auingeri	H-3	8,5	21	0,40	31°	12,5	0,59
C. (Perrona) floriana	I-1	10,5	26	0,40	28°	17	0,65
C. (Perrona) floriana	I-2	10	27	0,37	28°	18,5	0,68
C. (Perrona) carinifera	J-1	14	39	0,36	32°	25	0,64
C. (Perrona) carinifera	J-2	11,5	35	0,33	31°	22	0,63
C. (Perrona) jouanneti	K-1	11	30	0,36	25°	19	0,63
C. (Perrona) cf. *descendens*	L-1	11	-	-	-	20	-
C. (Perrona) cf. *lydiae*	1278	16	43	0,37	29°	25	0,58
C. (Perrona) oliviae	M-1	15	43	0,35	32°	26	0,60
C. (Perrona) sabinae	N-1	11	25	0,44	27°	16	0,64
C. (Perrona) semimarginata	1280	16	46	0,35	28°	29	0,63
C. (Perrona) semimarginata	1280	13	36	0,36	26°	23	0,64
C. (Perrona) semimarginata	1280	14	34	0,41	26°	22	0,64
C. (Perrona) semimarginata	1280	11	32	0,34	26°	21	0,65
C. (Perrona) sp. 1	O-1	12	32	-	23°	19	-
Bela vulpecula	P-1	4	10	0,40	31°	7	0,70

D = največja širina primerka - diameter; H = višina primerka - height; h = višina zadnjega zavoja - height of the body whorl

Turide so epifavnistični predatorji, ki živijo v morju na zelo različnih globinah. Pogostnost turid in drugih polžev v nekaterih naših najdiščih, kažejo na razmeroma plitvo in drobno peščeno morsko dno z obilico hrane.

Zelo malo turidnih hišic iz naših nahajališč je celih ali nepoškodovanih. Velika večina ima poškodovano ustje z izrazito in enako oblikovano zajedo zarezano na zunanji ustni hišice, ki je posledica delovanja predatorjev rakov samotarjev iz družine Paguridae. Tovrstne poškodbe so opazne na primerkih vrst *Clavatula (C.) eleonorae* (Tab. 2, sl. 3), *C. (C.) olgae* (Tab. 4, sl. 4) in *C. (Perrona) semimarginata* (Tab. 6, sl. 4).

Pri nekaterih primerkih smo opazili, da je bila zunanja ustna na enak način poškodovana, kasneje zaceljena, polžja hišica pa regenerirana. Kar pomeni, da je rak samotar odnehal z roparskim pohodom, ali se mu je plen izmuznil. Iz naših nahajališč so takšne zaceljene rane vidne pri hišicah vrst *Clavatula (C.) laevigata* (Tab. 3, sl. 2),

Tabela 2. Geografska razširjenost miocenskih turid v Sloveniji
Table 2. Geographical distribution of Miocene Turrids in Slovenia

Nahajališča miocenskih turid v Sloveniji / The localities of Miocene turrids in Slovenia Turidne vrste in podvrste / Turrids species and subspecies	Medija	Zbure	Gorenja Stara vas	Dolenja Stara vas	Ivanji dol	Gorenje Vrhpolje	Dolenja Brezovica	Golobinjek
Drillia pustulata			x					
Genota ramosa elisae	x							
Clavatula (C.) amaliae					x		x	
Clavatula (C.) asperulata			x		x		x	
Clavatula (C.) camillae			x				x	
Clavatula (C.) eleonorae			x					
Clavatula (C.) sp. 1							x	
Clavatula (C.) laevigata			x		x		x	
Clavatula (C.) styriaca		x	x		x	x	x	x
Clavatula (C.) cf. *styriaca*			x					
Clavatula (C.) cf. *evae*			x					
Clavatula (C.) olgae			x				x	
Clavatula (C.) sophiae			x				x	
Clavatula (C.) sp. 2			x					
Clavatula (C.) granulatocincta			x					
C. (Perrona) auingeri				x			x	
C. (Perrona) floriana				x			x	
C. (Perrona) carinifera					x			
C. (Perrona) jouanneti					x			
C. (Perrona) cf. *descendens*					x			
C. (Perrona) cf. *lydiae*			x					
C. (Perrona) oliviae							x	
C. (Perrona) sabinae					x			
C. (Perrona) semimarginata			x					
C. (Perrona) sp. 1					x			
Bela vulpecula							x	

Tabela 3. Primerjava miocenskih turid Slovenije z nekaterimi tujimi neogenskimi nahajališči
Table 3. Miocene turrid gastropods from Slovenia comparing with some other Neogene Turrids localities

Druge države / Other countries — Slovenija / Slovenia	Italija (ITA)	Francija (FRA)	Avstrija (AUT)	Češka (CZE)	Slovaška (SVK)	Poljska (POL)	Ukrajina (UKR)	Madžarska (HUN)	Hrvaška (HRV)	Bosna in Hercegovina (BIH)	Jugoslavija (YUG)	Romunija (ROM)	Bolgarija (BGR)
Drillia pustulata	x	x	x			x		x				x	x
Genota ramosa elisae	x	x	x	x	x	x		x				x	x
Clavatula (C.) amaliae			x					x				x	x
Clavatula (C.) asperulata	x	x				x		x	x		x		
Clavatula (C.) camillae					x	x		x	x			x	x
Clavatula (C.) eleonorae			x			x							
Clavatula (C.) laevigata			x			x			x			x	x
Clavatula (C.) styriaca			x		x	x	x	x	x				
Clavatula (C.) cf. *styriaca*			x		x	x	x	x	x				
Clavatula (C.) cf. *evae*			x			x							
Clavatula (C.) olgae					x	x		x				x	x
Clavatula (C.) sophiae			x			x		x					
Clavatula (C.) granulatocincta		x				x		x	x	x			
C. (Perrona) auingeri			x										
C. (Perrona) floriana			x					x	x				
C. (Perrona) carinifera	x	x	x					x					
C. (Perrona) jouanneti	x	x				x		x	x	x	x		
C. (Perrona) cf. *descendens*			x					x					
C. (Perrona) cf. *lydiae*			x										
C. (Perrona) oliviae			x		x			x				x	
C. (Perrona) sabinae												x	x
C. (Perrona) semimarginata	x	x	x					x		x	x		
Bela vulpecula	x				x	x	x	x					

C. (C.) olgae (Tab. 4, sl. 3) in *C. (Perrona)* cf. *lydiae* (Tab. 6, sl. 1). Regeneracijo hišic je opaziti tudi pri nekaterih drugih miocenskih polžjih vrstah.

Veliko turidnih hišic ima na površini številne drobne luknjice, ki so posledica delovanja ali "vrtanja" spongij iz rodu *Cliona*. Takšne luknjice so na primerkih vrst *Clavatula (Clavatula) asperulata* (Tab. 1, sl. 5) in *C. (Perrona)* cf. *descendens* (Tab. 5, sl. 9).

Pri nekaterih primerkih so na hišicah vidne tudi posledice delovanja polihetov iz rodu *Polydora*, ki prav tako "vrtajo" in ustvarjajo kanalčkom podobne in različno oblikovane poglobitve na površinah hišic. Polihetni kanalčki so pri vrsti *Clavatula (Perrona) oliviae* (Tab. 6, sl. 2).

Vse navedene in druge poškodbe ter regeneracijo polžjih hišic so ugotovili tudi pri primerkih srednjemiocenskih skladov Poljske (cf. R a d w a ń s k i, 1969; B a l u k & R a d w a ń s k i, 1977). Celotna vrstna sestava družine Turridae iz slovenskih najdišč kaže zelo velike podobnosti s turidami miocenskih plasti Avstrije, Poljske, Hrvaške, Bosne in Hercegovine, Češke, Slovaške, Madžarske in Bolgarije, torej z območjem Paratetide (tabela 3).

Turrids (Neogastropoda) from Middle Miocene Badenian beds of Slovenia

Conclusions

With inspection and determination of 375 specimens of the Turridae family 23 distinct species and subspecies were determined (Table 2). The species and subspecies belong to subfamilies Turrinae with genus *Drillia,* Cryptoconinae with genus *Genota,* Clavatulinae with genus *Clavatula* and subgenera *Clavatula* and *Perrona,* and Mangeliinae with genus *Bela.*

Among the established species and subspecies the specimens of *Clavatula (Clavatula) styriaca* species are the most abundant (69.6%), followed by speciemens of *C. (C.) laevigata* (8.3%), *C. (C.) asperulata* (5.1%), *C. (C) sophiae* (2.4%), *C. (C) camillae* (2.4%) and *C. (Perrona) semimarginata* (1.9%). All remaining species are relatively rare, below 1.5 percent.

In marls of localities near Šentjernej prevail specimens of subfamiliy Clavatulinae (98.6%) with subgenera *Clavatula* (92.2%) and *Perrona* (6.4%), while the representatives of remaining subfamilies are comparatively rare.

Practically in all localities turrids occur in assemblages in which the representatives of the Turritellidae family predominate, next to very abundant specimens of superfamilies Naticacea and Buccinacea. An exception is the Ivanji dol locality where besides the specimens of the mentioned families and superfamilies also representatives of species *Pereiraea gervaisi* from the Strombidae family were found.

The most turrids were collected from 1980 to 1983 near Dolenja Brezovica (251 specimens), much less in Gorenja Stara vas (67 specimens), and even less in Ivanji dol (38 specimens). In all other localities only a few specimens were found.

The largest number of different turrid species and subspecies was established in Gorenja Stara vas (13), Dolenja Brezovica (11) and Ivanji dol (8). In each of all remaining localities only one or two distinct species were found.

Turrids are epifaunistic predators that lived at considerably varying depths in the sea. The abundance of turrids and other gastropods in certain Slovene localities is an indication of relatively shallow, finely sandy sea bottom with abundant availability of food.

Very few turrid tests from the examined localities are undamaged. In most of them the orifices are damaged with a pronounced, equally shaped indentation that is cut in the outer lip of the test, and is interpreted as a consequence of activity of predators, hermit-crabs from the Paguridae family. These damages can be observed in specimens of species *Clavatula (C.) eleonorae* (Pl. 2, fig. 3), *C. (C.) olgae* (Pl. 4, fig. 4) and *C. (Perrona) semimarginata* (Pl. 6, fig. 4).

In certain specimens it was observed that the exterior lip was damaged in a similar way, later healed, and the snail test regenerated. This can mean that the hermit-crab interrupted his predatory action, or that the victim escaped. Such healed wounds from the examined localities are visible on tests of species *Clavatula (C.) laevigata* (Pl. 3, fig. 2), *C. (C.) olgae* (Pl. 4, fig. 3) and *C. (Perrona)* cf. *lydiae* (Pl. 6, fig. 1). Regeneration of tests is observable also in certain other Miocene snail species.

Quite a few turrid tests display on their surface numerous small holes that resulted from boring activity of sponges of the *Cliona* species. Such holes appear on specimens of species *Clavatula (Clavatula) asperulata* (Pl. 1, fig. 5) and *C. (Perrona)* cf. *descendens* (Pl. 5, fig. 9).

On the tests of some specimens also results of boring by polychaetes from the *Polydora* genus can be seen that leave canal-like, variously shaped hollows on test surfaces. The polychaetal canals appear in species *Clavatula (Perrona) oliviae* (Pl. 6, fig. 2).

All mentioned and other damages as well as regeneration of snail tests were established also on specimens from the Middle Miocene beds of Poland (cf. R a d w a ń s k i, 1969 and B a l u k & R a d w a ń s k i, 1977).

The entire species assemblage of the Turridae family from Slovenian localities shows substantial similarities with turrids of Miocene beds from Austria, Poland, Croatia, Bosnia and Herzegovina, Czechia, Slovakia, Hungary and Bulgary, i.e. from the Paratethys region (Table 3).

Literatura

A t a n a c k o v i ć, M. A. 1985: Mekušci morskog miocena Bosne. Knj. 1. - "Geoinženjering" Sarajevo, 305 p, 42 tabl, Sarajevo.

B á l d i, T. 1960: Tortonische Molluskenfauna von "Badener Tegel-fazies" aus Szokolya, Nordungarn. - Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hungarici, Min. et Paleont., *52*, 51-99, 3 tab., Budapest.

B a l u k, W. 1970: Dolny torton Niskowej kolo Nowego Sacza. - Acta Geol. Polonica, *20*, 101-157, Tab. 1-20, Warszawa.

B a l u k, W. & R a d w a ń s k i, A. 1977: Organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene, Holy Cross Mountains, Central Poland). - Acta Geol. Polonica, *27*, 85-123, 12 tabl, Warszawa.

B e l l a r d i, L. 1877: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte *2*, Tav. 1-9, Torino.

B i t t n e r, A. 1884: Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. - Jb. Geol. R. A., *34*, 433-596, Taf. 10, Wien.

B o h n n é - H a v a s, M. 1966: Tortonische Molluskenfauna des östlichen Mecsek-Gebirges. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., *53*, 948-1161, 10 tabl, Budapest.

C s e p r e g h y - M e z n e r i c s, I. 1953: Mittelmiozäne Pleurotomen aus Ungarn. - Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hungarici, *4*, 5-22, 4 tab., Budapest.

E r e m i j a, M. I. 1961: Prilog poznavanju faune i facija drugog mediterana na južnim padinama Iverka (zap. Srbija). - Vesnik-Geologija, *19*, Ser. A, 195-204, 4 tab., Beograd.

F r i e d b e r g, W. 1911-28: Mieczaki miocénskie ziem Polskich. Pars 1: Gastropoda et Scaphopoda. - Muzeum imienia Dzieduszyckich, 631 p., 38 tabl, Lwów i Poznán.

F r i e d b e r g, W. 1938: Katalog mego zbioru mieczaków mioceńskich Polski. - Mém. Acad. Polonaise Sci. Lett., Cl. Sci. Mathém. Natur., sér. B *12*, 1-164, Cracovie.

H i l b e r, V. 1879: Neue Conchylien aus den mittelsteierischen Mediterranschichten. - S. B. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Cl., *79*, Jg. 1878, 416-464, 6 Taf., Wien.

H i l b e r, V. 1881: Ueber das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. - Jb. Geol. R. A., *31*, 473-478, Wien.

H i l b e r, V. 1893: Fauna der Pereiraia-Schichten von Bartelmae in Unter-Krain. - S. B. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Cl., *101*, (1005-1032), 1-28, 1 Taf., Wien.

H i n c u l o v, L. 1968: Fauna miocena din bazinul Mehadia. - Mem. Inst. Geol., 9, 75-201, 42 pl., Bucuresti.

H o e r n e s, R. & A u i n g e r, M. 1891: Die Gasteropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten Miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. - Abh. Geol. R. A., *12/7*, 283-382, Taf. 34-50, Wien.

Hörnes, M. 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. Bd. 1: Univalven. - Abh. Geol. R. A., *3*, 615 p., Taf. 1-52, Wien.

Kinkelin, F. 1891: Neogenbildungen westlich von St. Barthelmae in Unterkrain. - Jb. Geol. R. A., *41*, 401-414, Taf. 5-6, Wien.

Kochansky-Devidé, V. 1970: O šentjernejskih fosilih. - Proteus, *33*, 1970/71, 10-13, Ljubljana.

Kojumdžieva, Em. & Strašimirov, B. 1960: Fosilite na B'lgarija - Les fossiles de Bulgarie 7, Torton. - B'lgarska Akademija na naukite, 317 p., 59 tabl., Sofija.

Kókay, J. 1966: Geologische und paläontologische Untersuchung des Braunkohlengebietes von Herend - Márkó (Bakony-Gebirge, Ungarn). - Geol. Hungarica, Ser. Palaeontologica, *36*, 1-149, Táb. 1-15, Budapestini.

Kühnel, W. 1933: Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulden bei Kamnik (Stein) in Krian. - Prirod. razprave, *2*, 61-111, Ljubljana.

Montanaro, E. 1937: Studi monografici sulla malacologia miocenica modenese. Parte 1: I molluschi tortoniani di Montegibbio. - Palaeontographia Italica, Mem. Paleont., *37*, (N. Ser. 7), 115-191, Tav. 5-8, Pisa.

Munda, M. 1939: Stratigrafske in tektonske prilike v Rajhenburški terciarni kadunji. - Rudarski zbornik, *3*, 49-124, 2 tab., Ljubljana.

Pavlovsky, M. 1960: Novi elementi faune Zaprešić-brijega kraj Samobora. - Geol. vjesnik, *13*, 1959, 213-216, 2 tab., Zagreb.

Pavšič, J. 1995: Fosili. Zanimive okamnine iz Slovenije. - Tehniška založba Slovenije, 139 p., Ljubljana.

Peyrot, A. 1932: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. - Actes Soc. Linnéenne Bordeaux, *83*, Pl. 50-59, Bordeaux.

Pleničar, M. & Premru, U. 1977: Tolmač za list Novo mesto. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. - Zvezni geološki zavod Beograd, 61 p., Beograd.

Radwański, A. 1969: Transgresja dolnego tortonu na poludniowych stokach Gór Swietokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). - Acta Geol. Polonica, *19*, 1-164, Pl. 1-42, Warszawa.

Rakovec, I. 1932: Zur Miozänfauna der Steiner Voralpen. - Prirod. razprave, *1*, 233-266, tab. 14-16, Ljubljana.

Ramovš, A. 1974: Paleontologija. - Univerza v Ljubljani, FNT, 304 p., 155 tabl, Ljubljana.

Robič, Š. 1882: Kratek popis nekaterih gričev in jarkov v znožji Šenturške gore v geologičnem in paleontologičnem obziru. - Novice gospodarske, obrtniške in narodne, *40*, 20, 27-28, 36, v Ljubljani.

Rossi Ronchetti, C. 1951-57: I tipi della "Conchologia fossile subappennina" di G. Brocchi. - Riv. Ital. Paleont. Stratigraf., Mem. *5*/1-2, 1-394, Milano.

Sacco, F. 1904: I molluschi dei terreni terziarri del Piemonte e della Liguria. - Mem. R. Acc. Sc. Torino, Parte *30*, Tav. 1-31, Torino.

Sajovic, G. 1909: Ein Beitrag zur Geschichte der Steiner Alpen. - Carniola, Jg. 1909, 24-29, Laibach.

Stache, G. 1858: Die neogenen Tertiärbildungen in Unter-Krain. - Jb. Geol. R. A., *9*, 366-398, Wien.

Stancu, J. & Andreescu, E. 1968: Fauna tortoniana din regiunea Rugi-Delinesti (Bazinul Caransebesului). - Stud. cerc. geol. geof. geograf., Ser. geologie, *13/2*, 455-471, 7 pl., Bucuresti.

Švagrovský, J. 1982: Gastropoda, Prosobranchia Teil 2: Neogastropoda des oberen Badeniens von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. - Geol. Zbornik, Geologica Carpathica, *33/4*, 383-435, 11 Taf., Bratislava.

Šuklje, F. 1929: Mediteranska fauna Zaprešić brijega u Samoborskoj gori. - Vijesti geol. zavoda u Zagrebu, *3*, 1-52, Tab. 1-4, Zagreb.

Thiele, J. 1963: Handbuch der Systematischen Weichtierkunde. Bd. 1, Loricata - Gastropoda. - A. Asher & Co., 778 p., Amsterdam.

Wenz, W. 1938: Gastropoda. Handbuch der Paläozoologie. Bd. 6, Teil 1: Allgemeiner Teil und Prosobranchia. - Gebrüder Borntraeger, 1200 p., Berlin.

Tabla 1 - Plate 1

1 *Drillia pustulata* (Brocchi), Gorenja Stara vas, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

2 *Genota ramosa elisae* (Hoernes R. & Auinger), Medija, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

3 *Clavatula (Clavatula) amaliae* (Hoernes R. & Auinger), Dolenja Brezovica, × 1,5
zadaj
posterior view

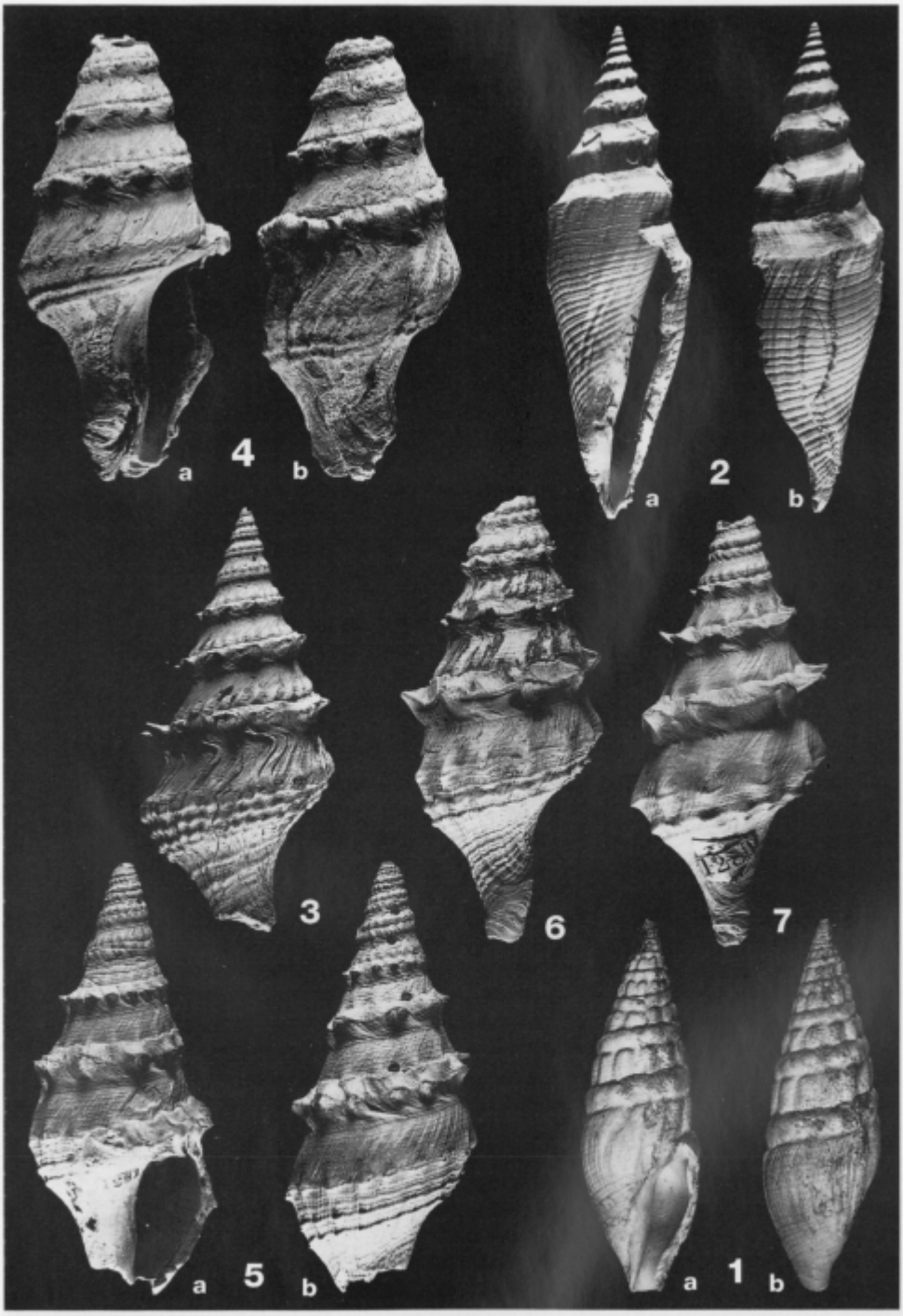
4 *Clavatula (Clavatula) amaliae* (Hoernes R. & Auinger), Ivanji dol, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

5 *Clavatula (Clavatula) asperulata* (Lamarck), Gorenja Stara vas, × 1
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

6 *Clavatula (Clavatula) asperulata* (Lamarck), Dolenja Brezovica, × 1,5
zadaj
posterior view

7 *Clavatula (Clavatula) asperulata* (Lamarck), Ivanji dol, × 1,5
zadaj
posterior view

Vse primerke je fotografiral in slike izdelal Marijan Grm
Photo: Marijan Grm


4
a
b
2
a
b
3
6
7
5
a
b
1
a
b

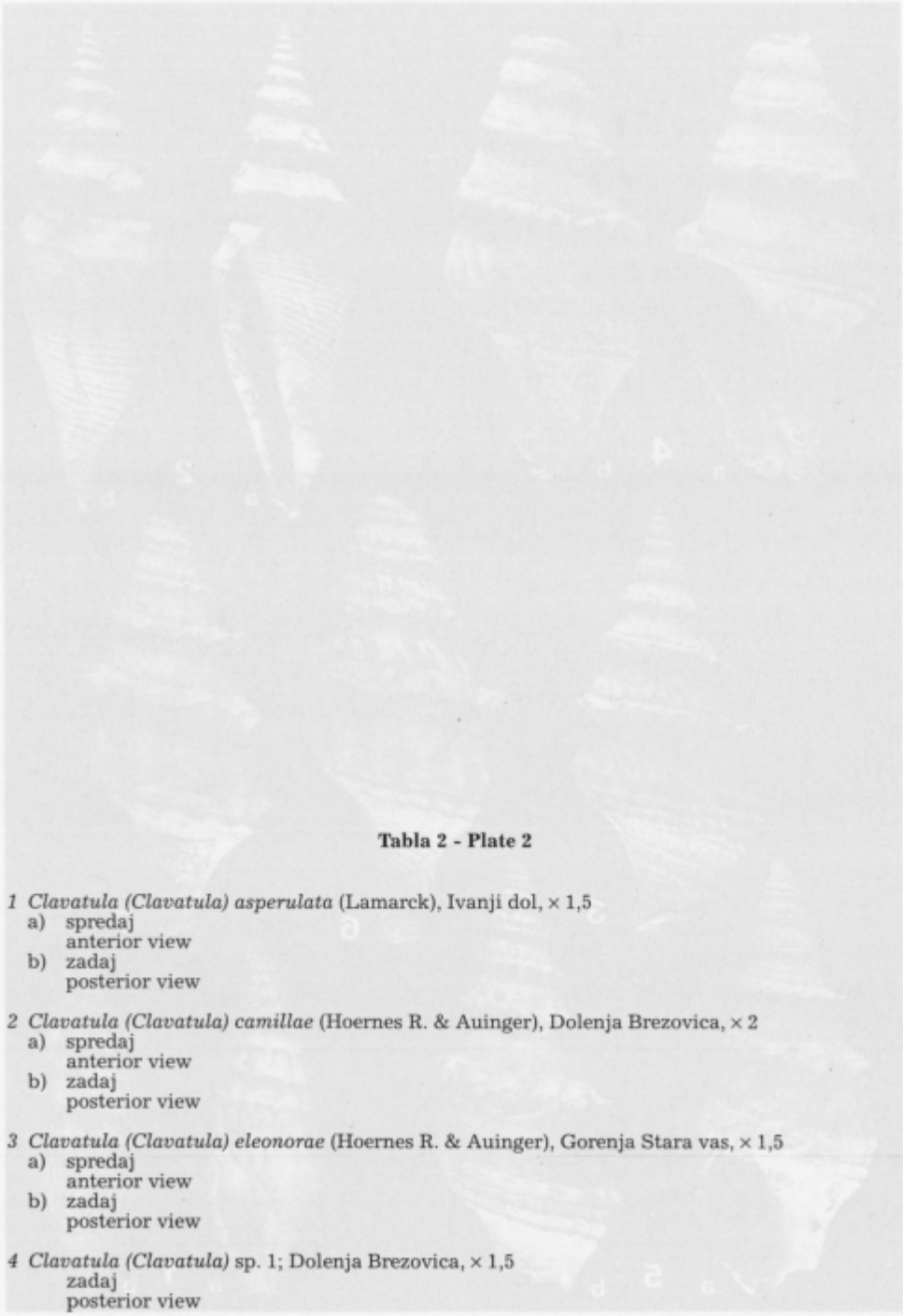


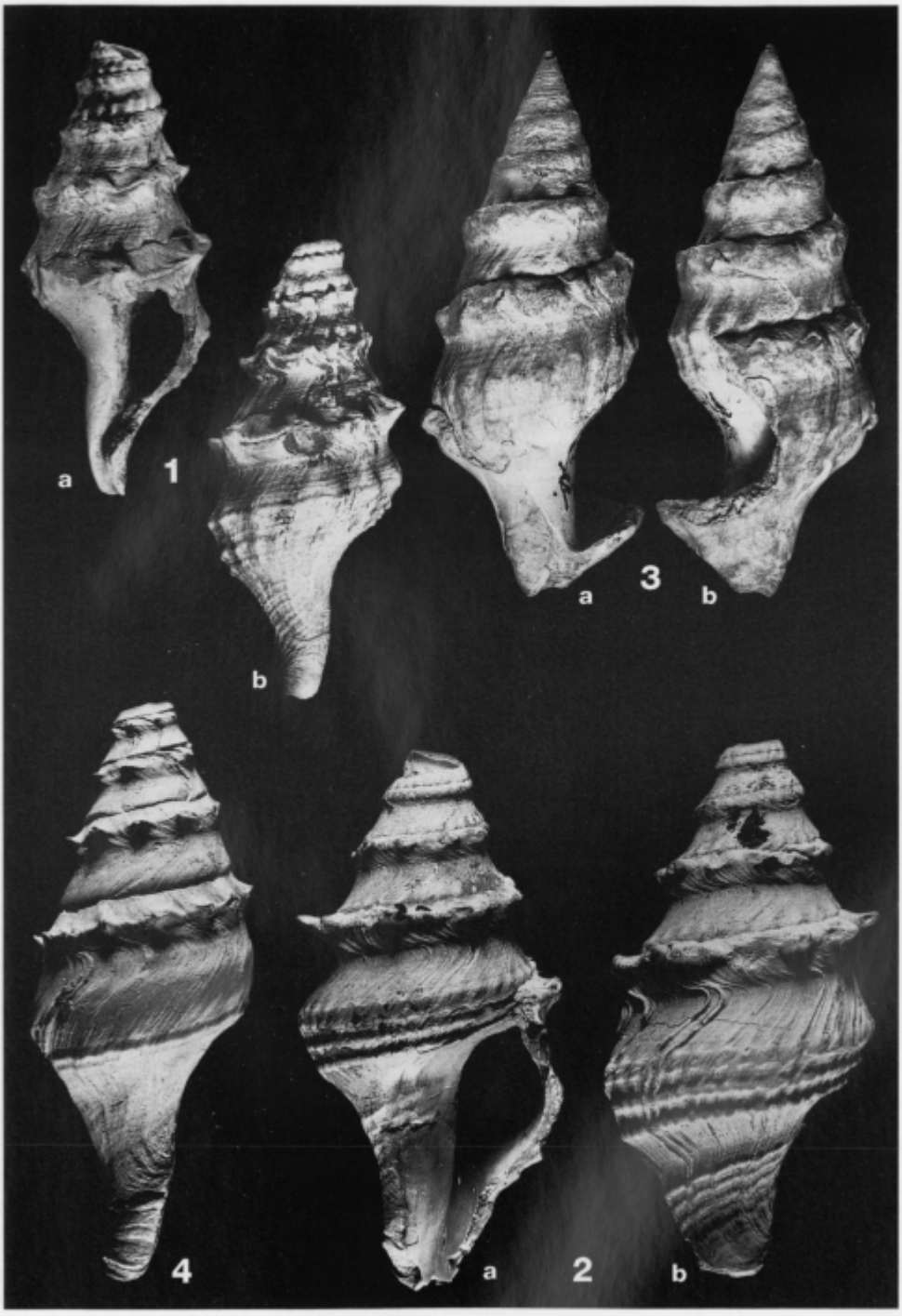
Tabla 2 - Plate 2

1 Clavatula (Clavatula) asperulata (Lamarck), Ivanji dol, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

2 Clavatula (Clavatula) camillae (Hoernes R. & Auinger), Dolenja Brezovica, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

3 Clavatula (Clavatula) eleonorae (Hoernes R. & Auinger), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

4 Clavatula (Clavatula) sp. 1; Dolenja Brezovica, × 1,5
zadaj
posterior view


a
1
b
a
3
b
4
a
2
b

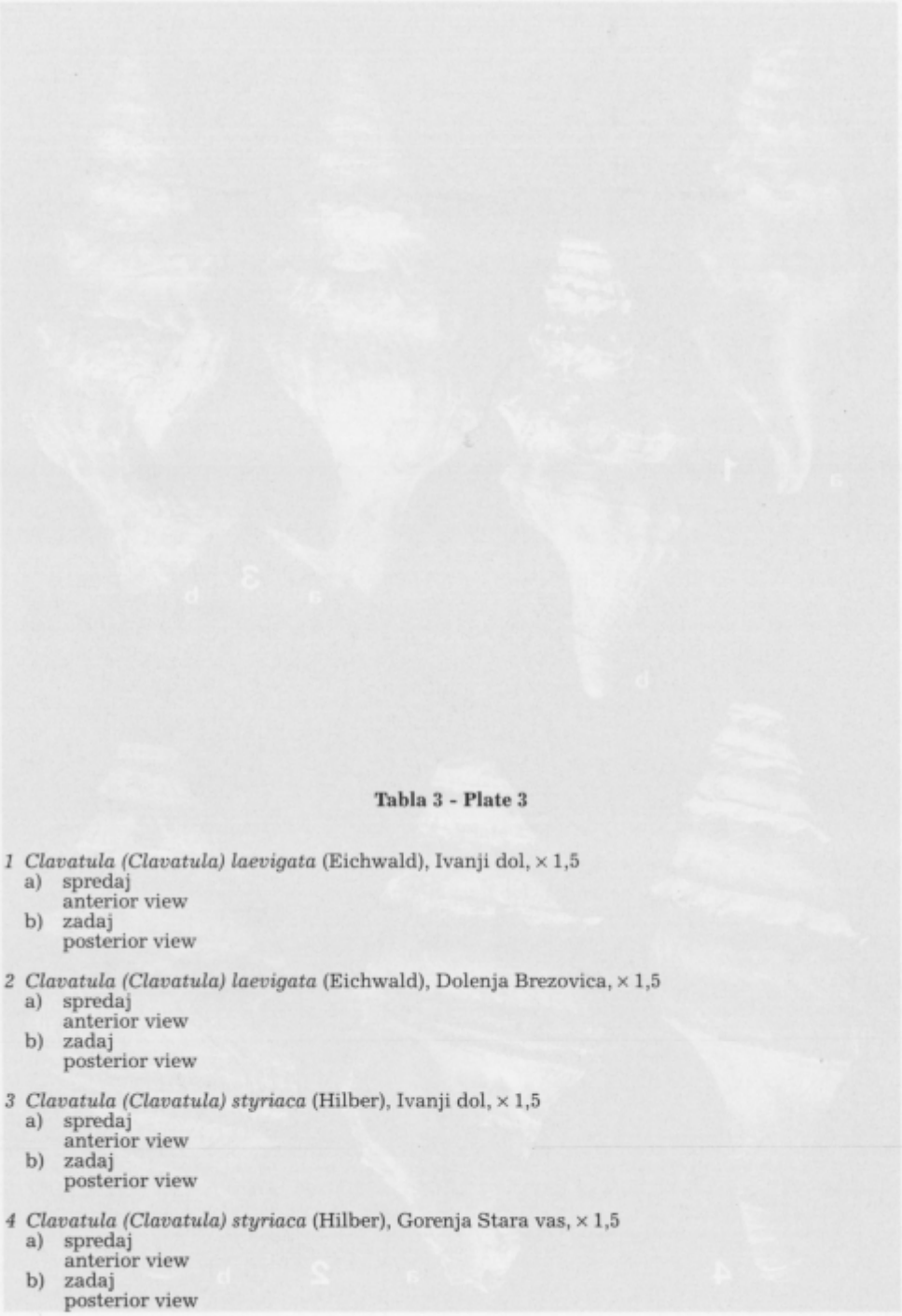


Tabla 3 - Plate 3

1 Clavatula (Clavatula) laevigata (Eichwald), Ivanji dol, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

2 Clavatula (Clavatula) laevigata (Eichwald), Dolenja Brezovica, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

3 Clavatula (Clavatula) styriaca (Hilber), Ivanji dol, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

4 Clavatula (Clavatula) styriaca (Hilber), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

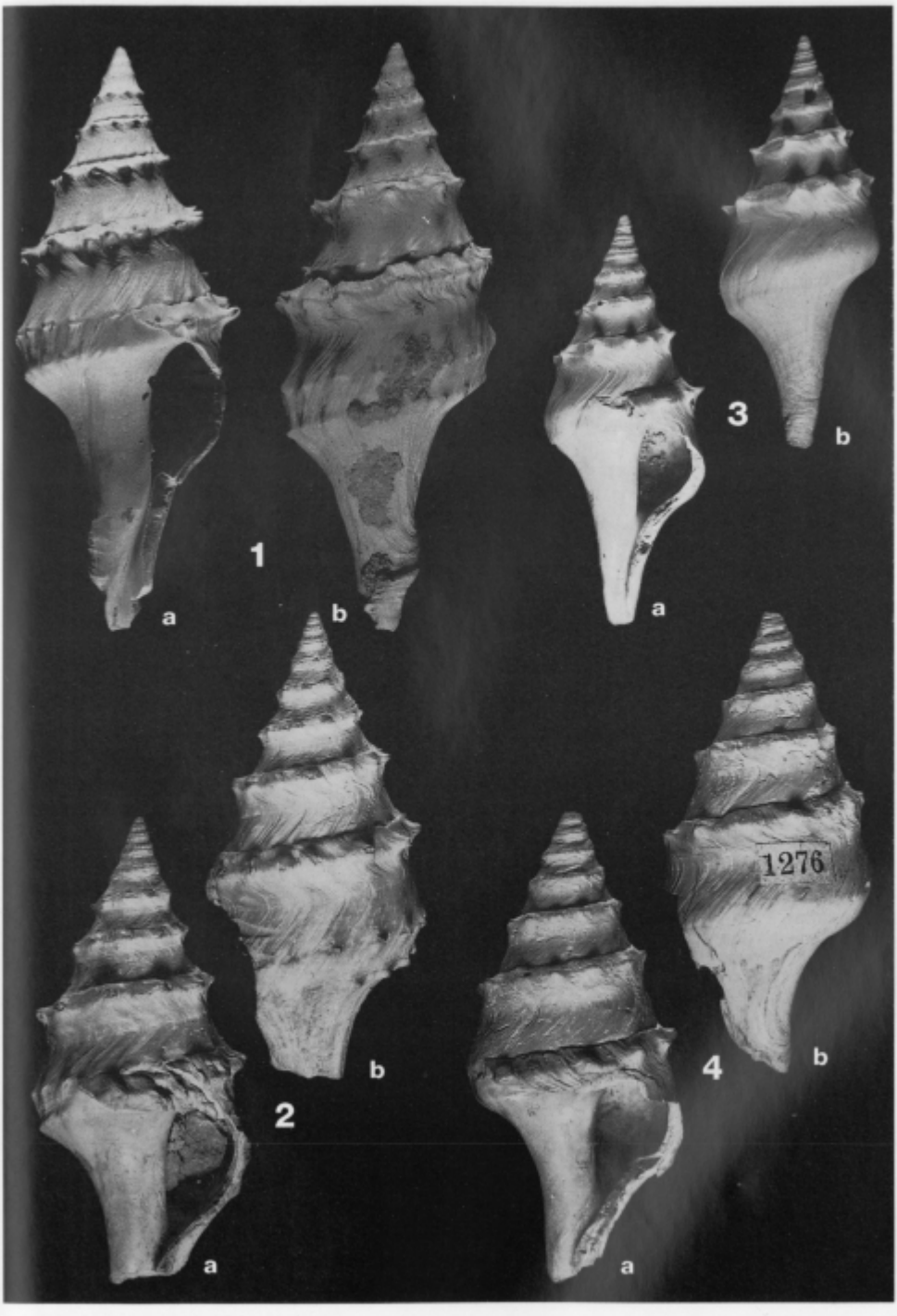

1
a
b
3
a
b
2
a
b
4
a
b
1276

Tabla 4 - Plate 4

1 *Clavatula (Clavatula)* cf. *styriaca* (Hilber), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

2 *Clavatula (Clavatula)* cf. *evae* (Hoernes R. & Auinger), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

3 *Clavatula (Clavatula) olgae* (Hoernes R. & Auinger), Dolenja Brezovica, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

4 *Clavatula (Clavatula) olgae* (Hoernes R. & Auinger), Gorenja Stara vas, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

5 *Clavatula (Clavatula) sophiae* (Hoernes R. & Auinger), Dolenja Brezovica, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

6 *Clavatula (Clavatula)* sp. 2, Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

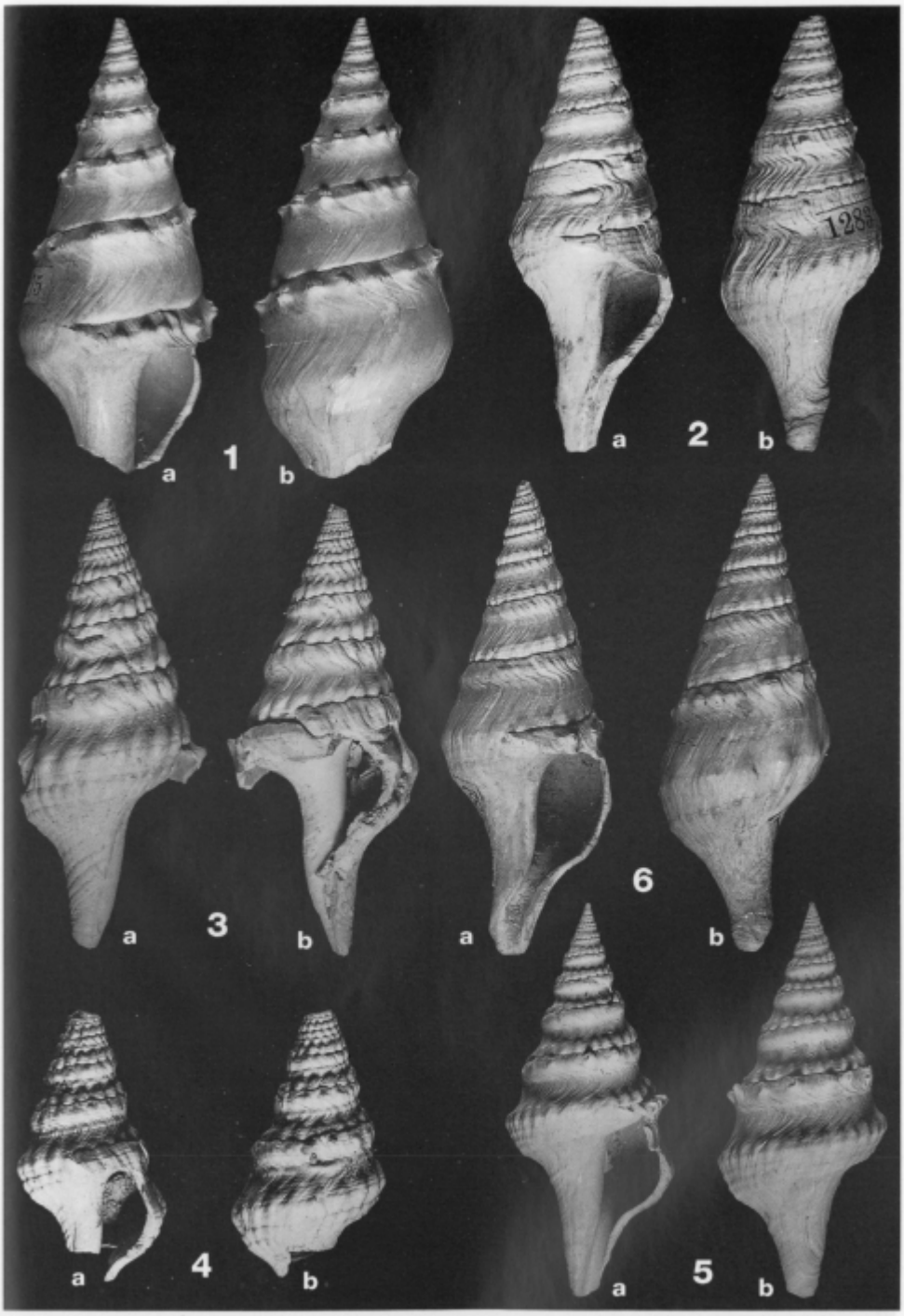

a
1
b
a
2
b
a
3
b
a
6
b
a
4
b
a
5
b

Tabla 5 - Plate 5

1 *Clavatula (Clavatula) granulatocincta* (Münster), Gorenja Stara vas, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

2 *Clavatula (Perrona) auingeri* (Hilber), Dolenja Brezovica, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

3 *Clavatula (Perrona) floriana* (Hilber), Dolenja Stara vas, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

4 *Clavatula (Perrona) carinifera* (Grateloup), Ivanji dol, × 1,5
zadaj
posterior view

5 *Clavatula (Perrona) carinifera* (Grateloup), Ivanji dol, × 2
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

6 *Clavatula (Perrona) floriana* (Hilber), Dolenja Stara vas, × 2
zadaj
posterior view

7 *Clavatula (Perrona) floriana* (Hilber), Dolenja Brezovica, × 2
zadaj
posterior view

8 *Clavatula (Perrona) jouanneti* (Des Moulins), Ivanji dol, × 2
zadaj
posterior view

9 *Clavatula (Perrona)* cf. *descendens* (Hilber), Ivanji dol, × 2
spredaj
anterior view

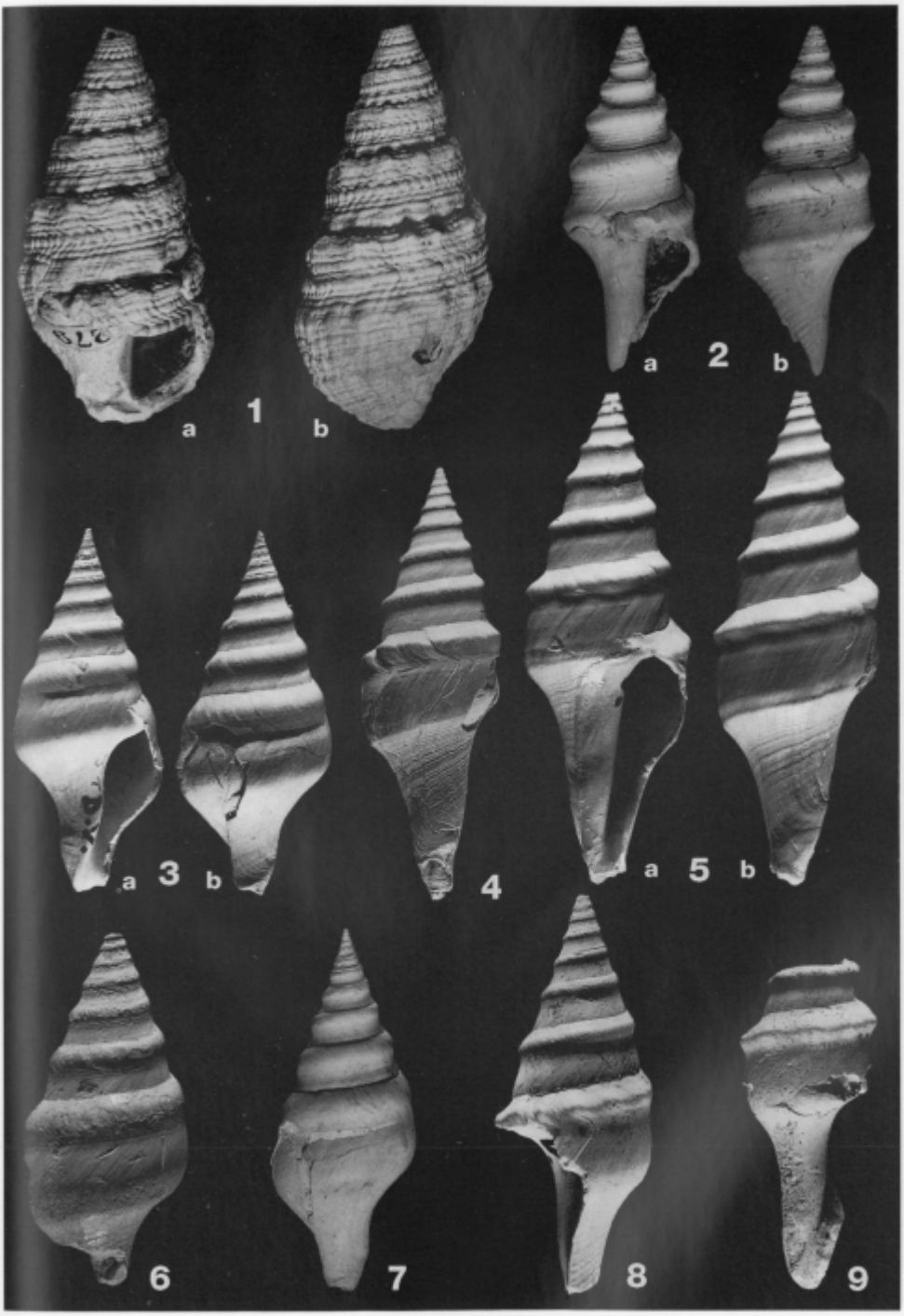

a 1 b
a 2 b
a 3 b
4
a 5 b
6
7
8
9

Tabla 6 - Plate 6

1 *Clavatula (Perrona)* cf. *lydiae* (Hoernes R. & Auinger), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

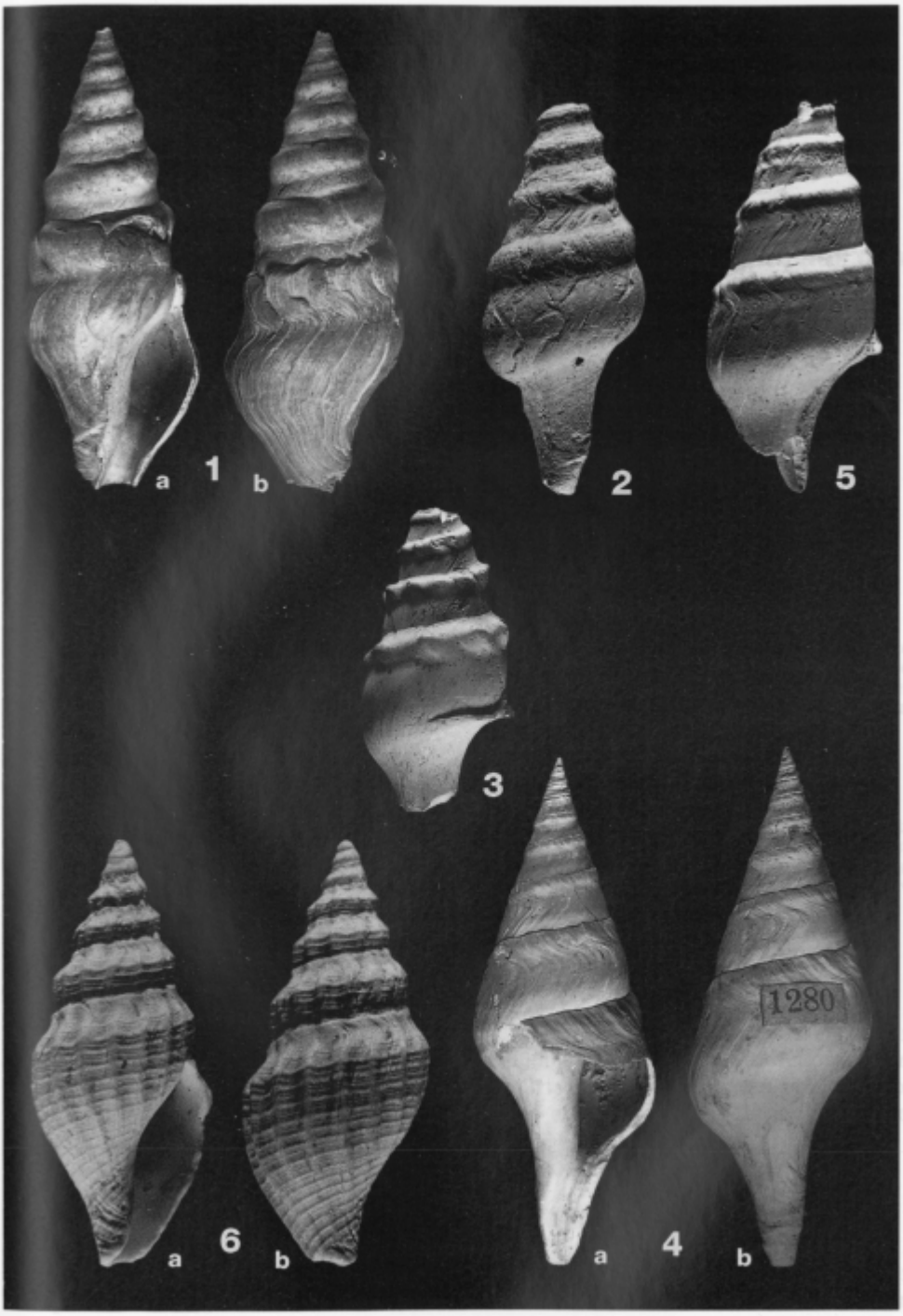
2 *Clavatula (Perrona) oliviae* (Hoernes R. & Auinger), Dolenja Brezovica, × 1,5
zadaj
posterior view

3 *Clavatula (Perrona) sabinae* (Hoernes R. & Auinger), Ivanji dol, × 2
spredaj
anterior view

4 *Clavatula (Perrona) semimarginata* (Lamarck), Gorenja Stara vas, × 1,5
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view

5 *Clavatula (Perrona)* sp. 1, Ivanji dol, × 2
spredaj
anterior view

6 *Bela vulpecula* (Brocchi), Dolenja Brezovica, × 6
a) spredaj
anterior view
b) zadaj
posterior view


a
1
b
2
5
3
6
a
b
a
4
b
1280

GEOLOGIJA *40*, 103–107 (1997), Ljubljana 1998

Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972) (Conodonta) aus den oberen Amphiclinen-Schichten oberhalb Poče, Westslowenien

Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972) (Conodonta) iz zgornjih amfiklinskih plasti nad Počami, zahodna Slovenija

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani
Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Schüsselworte: Conodonten, Amphiclinen-Schichten, Karn-Obertrias
Ključne besede: konodonti, amfiklinske plasti, karnij-zgornji trias

Auszug

In den oberen Amphiclinen-Schichten oberhalb Poče, Westslowenien, führt eine Kalkbank die Conodontenart *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972). Diese Kalkbank ist älter als die Schichten der *triangularis*-Zone im benachbarten Gebiet (am Nordseite des Otavnik-Baches) und älter als die *abneptis*-Zone und wird in den Karn/Nor-Grenzbereich eingestuft.

IUGS UNESCO P 359

Kratka vsebina

V zgornjih amfiklinskih plasteh nad Počami, zahodna Slovenija, je v eni plasti ugotovljena konodontna vrsta *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972). Ta plast je starejša od plasti konodontne cone *triangularis* na severnem pobočju potoka Otavnik zahodno od tod in tudi starejša od konodontne cone *abneptis*. Uvrščena je v mejno področje med karnijem in norijem.

Einleitung

Ladislav Ferjančič sammelte im Jahr 1971 bei den geologischen Aufnahmen für die Geologische Karte des Blattes Tolmin, 1:100.000 auch die Conodontenprobe Nr. 8215c. Die Lage des Fundortes ist nördlich der Ortschaft Poče, nördlich von Cerkno, Westslowenien. Die Bearbeitung dieser Probe erwies sich stratigraphisch und paläontologisch interessant.

Stratigraphische Lage des Fundortes

Der Fundort der Conodontenprobe befindet sich unterhalb der oberen Grenze der Amphiclinen-Schichten mit dem Bača-Dolomit. Im Profil von der Ortschaft Poče in

Richtung des Berges Porezen überwiegen wechsellagernde klastische Schichten der Amphiclinen-Schichtfolge: schwarze Tonschiefer und Sandsteine. In der Höhe von etwa 700 m schaltet sich in diese klastische Amphiclinen-Schichtfolge eine Kalkkonglomerat-Bank mit verschiedenen kalkigen Bestandteilen und seltenen Hornstein-Geröllen ein.

Bis zu einer Höhe von 780 m wechsellagern Schichten eines schwarzen Tonschiefers mit angewitterten Hornsteilagen. In der Höhe 780 m liegt die lithologische Grenze zwischen den tiefer liegenden Klastiten und dolomitisierten Kalken mit Hornsteinknollen und-Lagen. In der klastischen Folge kommen in obersten Abschnitt Kalk- und Dolomitlagen vor. Aus einer Kalklage stammt auch die Conodonten Probe Nr. 5215c (Abb. 1). Sie liegt noch unterhalb der lithologischen Grenze Amphiclinen-Schichten/Bača-Dolomit. (Angaben von L. Ferjančič).

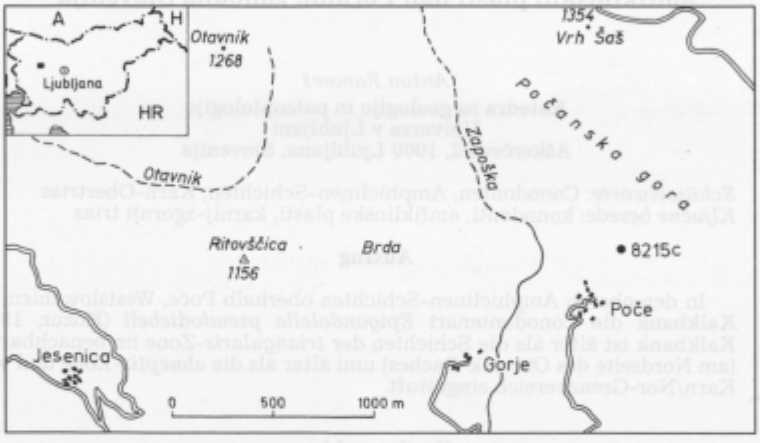


Abb. 1. Die Lage des Conodonten-Fundortes *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972) nördlich von Poče

Sl. 1. Lega konodontnega najdišča vrste *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972) severno od Poč

Systematische Paläontologie

Stamm **C o n o d o n t a** Eichenberg, 1936
Überfamilie G o n d o l e l l a c e a Lindström, 1970
Familie G o n d o l e l l i d a e Lindström, 1970
Gattung *Epigondolella* Mosher, 1968
Typusart *Polygnathus pseudodiebeli* (Kozur, 1972)

Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972)
Taf. 1, Abb. 1a-d

1972 *Metapolygnathus spatulatus pseudodiebeli* n. subsp. - K o z u r , S. 8, Taf. 4, Fig. 5.
1989 *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur) - K o z u r , pl. 18, figs. 3, 4.
1991 *Epigondolella zoae* n. sp. - O r c h a r d , pp. 319-320, pl. 1, figs. 7-9.

M a t e r i a l: Ein vollkommen erhaltenes Exemplar und mehrere Fragmente.

Die in der Seitenansicht leicht gebogene *Neogondolella* hat eine gleichmässig breite Plattform mit subparallelen Plattformrändern. Die leicht assymetrische, langgestrecte, in der Mitte leicht eingesenkte Plattform umfasst mehr als 2/3 der Gesamtlänge des Conodonten. Sie ist mit feinen polygonalen Grübchen versehen. Im vorderen Drittel ist der Conodont leicht gebogen und die Plattform schnell reduziert, sie keilt leistenartig aus. Der Hinterrand der Plattform ist an den Seiten gerundet und hat ein abgestutztes Hinterende. Der mittlere Teil der Plattform trägt auf einer Seite sechs, auf der anderen fünf Knoten, die mit polygonalen Grübchen versehen sind und in der Richtung auf die Carina zu leicht oval verlängert sind. Der hintere Teil der Plattform ist ohne Beknotung. Die Carina trägt 12 alleinstehende Zähnchen, die in der hinteren Hälfte stumpf sind, in der vorderen Hälfte dagegen mit zusammengepressten bis auf die freien Spitzen zusammengewachsenen Zähnchen. Der alleinstehende Hauptzahn erreicht den Plattformrand nicht.

Der Kiel ist mässig breit, ziemlich hoch und terminal eigenartig erweitert. Die Basalfurche ist sehr schmal, die eng ovale Basalgrube liegt weit hinten.

D a s A l t e r: *Klamathites macrolobatus* bis *Mojsisovicites kerri*-Zone; weltweit, aber meist selten (K o z u r , 1972, 9).

L o c u s t y p i c u s: Feuerkogel.

S t r a t u m t y p i c u m: oberes Tuval.

Stratigraphische Einstufung

Die Conodontenprobe Nr. 8215c mit *Epigondolella pseudodiebeli* stammt aus einer Kalklage unterhalb der lithologischen Grenze der Folge Amphiclinen-Schichten/Bača-Dolomit. Diese lithologische Grenze wurde meist auch als Tuval/Nor-Grenze gedeutet. In den obersten Amphiclinen-Schichten nördlich von Jesenica führen die obersten beiden dunkelgrauen mikritischen Kalkbänke *Epigondolella triangularis triangularis* (Budurov, 1972) und *Metapolygnathus slovenicus* Ramovš, 1994. *Epigondolella triangularis* beweist das untere Nor und die Karn/Nor-Grenze liegt danach im obersten Abschnitt der Amphiclinen-Schichten und nicht an der lithologischen Grenze Amphiclinen-Schichten/Bača-Dolomit (R a m o v š, 1994). In der Conodontenprobe 5215c, einige 10 Meter unterhalb der lithologischen Grenze Amphiclinen-Schichten/Bača-Dolomit, kommt keine *Epigondolella triangularis* und keine *E. abneptis* vor. *E. polygnathiformis* konnte ebenfalls nicht gefunden werden.

Die Schicht mit *E. pseudodiebeli* ist älter als die Schichten der *triangularis*-Zone in dem benachbarten Gebiet und auch älter als die *abneptis*-Zone. Nach dem Vorschlag von H. Kozur stufe ich die Kalklage mit *E. pseudodiebeli* in den Karn/Nor-Grenzbereich ein. Aus den Kalkschichten im oberen Abschnitt der Amphiclinen-Schichfolge, besonders aus den obersten Kalklagen an der Grenze mit dem Bača-Dolomit sollen noch weiterhin systematische Untersuchungen durchgeführt werden.

Dank

Zu herzlichen Dank verpflichtet bin ich Herrn Ladislav Ferjančič für die Conodontenprobe und für die stratigraphischen Daten. Herrn Dr. Heinz Kozur für die Diskussion über die *Epigondolella pseudodiebeli* und für die betreffende Literatur, Herrn

K. Fecher (Marburg) für die raster-elektronenmikroskopischen Fotographien und J. Kirsch für die Bearbeitung der Fotographien. Den Aufenthalt an der Universität Marburg/Lahn hat mir die Aleksander von Humboldt Stiftung ermöglicht. Dafür bin ich ihr zu besten Dank verpflichtet.

Literatur

K o z u r, H. 1972: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, *2*, 1-37, Innsbruck.

K o z u r, H. 1989: The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. - Courier Forsch. Inst. Senckenberg, *117*, 409-469, Frankfurt/M.

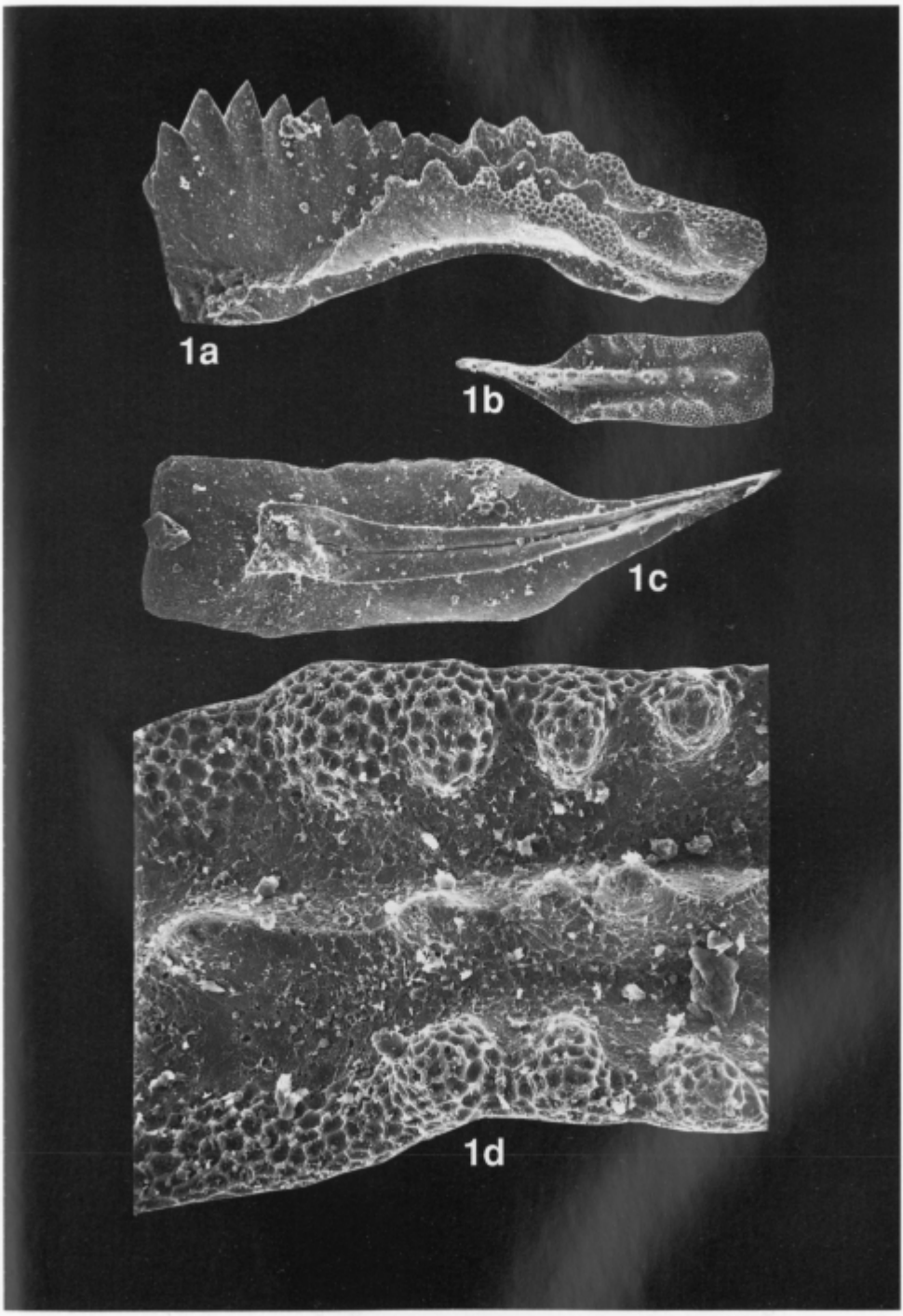
O r c h a r d, M. J. 1991: Upper Triassic conodont biochronology and new index species from the Canadian Cordillera. - Geol. Surv. Canada, Bull. *417*, 299-335, Vancouver.

R a m o v š, A. 1994: Conodonten aus den obersten Amphiclinen-Schichten und die Karn/Nor-Grenze im voralpinen Raum der Julischen Alpan. - Razprave IV. razr. SAZU, *35*, 101-109, Ljubljana.

Tafel 1 - Tabla 1

1 Epigondolella pseudodiebeli (Kozur, 1972)
Probe 8215c, nördlich von Poče
1a von der Seite, × 220
1b von oben, × 125
1c von unten, × 220
1d mittlerer Teil der Plattform, Knoten mit polygonalen Grübchen-Skulptur, × 650

Vzorec 8215c, severno od Poč
1a od strani, × 220
1b od zgoraj, × 125
1c od spodaj, × 220
1d srednji del platforme s poligonalnimi jamicami na vozličih, × 650


1a
1b
1c
1d

GEOLOGIJA *40*, 109–112 (1997), Ljubljana 1998

Two new petalodont teeth (Chondrichthyes, Upper Carboniferous) from the Karavanke Mountains, Slovenia

Dva nova zgornjekarbonska petalodontna zoba (Chondrichthyes) iz Karavank Slovenije

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana,
Slovenija

Key words: petalodonts, Chondrichthyes, Upper Carboniferous, Karavanke Mountains, Slovenia
Ključne besede: petalodonti, Chondrichthyes, zgornji karbon, Karavanke, Slovenija

Abstract

A new tooth of *Petalodus ohioensis* Safford, 1853 (Petalodontida) from the Upper Carboniferous, Upper Gzelian, of the Karavanke Mountains is the third record of *Petalodus* from Slovenia and only the third occurence in the Alps. A petalodont tooth of uncertain identity is the fourth tooth from the Upper Carboniferous of the Karavanke Mountains.

Kratka vsebina

Novi najdeni zob vrste *Petalodus ohioensis* Safford, 1853 (Petalodontida) iz zgornjega karbona (zgornji gželij) Karavank je tretja najdba te vrste v Sloveniji in šele tretje najdišče v Alpah. Petalodontni zob še nejasne sistematske uvrstitve pa je četrti zob iz karavanškega zgornjega karbona.

Introduction

Two complete teeth of *Petalodus ohioensis* Safford, 1853, from the Upper Carboniferous of the Karavanke Mountains, collected from a water-supply ditch in Javorniški Rovt, were described (R a m o v š, 1997). Two new petalodontid teeth from the Upper Carboniferous have been found.

A deformed petalodontid tooth was discovered by Jože Bedič of Jesenice. The locality is a black fossiliferous limestone above the cart-track from Planina pod Golico to Smučarski dom Črni vrh. Longitude of the locality is 27° 83' E, and latitude 46° 80' N.

Milan Peternel of Jesenice discovered a petalodontid tooth in a large block of black fossiliferous limestone lying in a small brook southeast of the village of Planina

pod Golico, north of the town Jesenice. Longitude of the locality is 27° 77' E, and latitude 46° 78' N.

Limestone from both localities contains spiriferid brachiopods. Crinoid columnals are abundant as are sponges *(Ablysiphonella alpina)*. An uncommon fusulinid is *Daixina alpina alpina,* which ranges from limestones to the Upper Gzelian. Calcareous algae are represented by *Anthracoporella spectabilis*. In the locality with tooth (Fig. 2), nautiloid cephalopod *Metacoceras* vel *Mosquoceras* sp. has been found.

Description

Class **Chondichthyes** Huxley, 1990
Order P e t a l o d o n t i d a Zangerl, 1981
Genus *Petalodus* Owen, 1840
Type Species *Chomatodus acuminatus* Agassiz, 1838

Petalodus ohioensis Safford, 1853
(misprinted as *Getalodus ohioensis* by Safford, 1853)
Fig. 1

The specimen is a slightly deformed tooth and exposed in labial view. Total tooth length is approximately 43.8 mm. The tooth crown is transversaly elongate, slightly

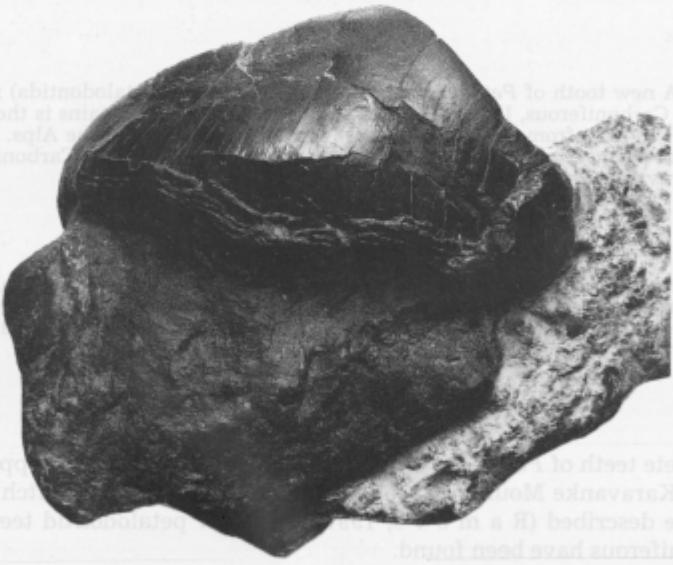


Fig. 1. *Petalodus ohioensis* Safford, 1853; labial aspect. Upper Carboniferous, above the cart-track from Planina pod Golico to Planinski dom Črni vrh. Jesenice Museum No. 1141. Total tooth length: approximately 43.8 mm

Sl. 1. *Petalodus ohioensis* Safford, 1853; labialna stran. Zgornji karbon, nad kolovozom s Planine pod Golico k Smučarskemu domu Črni vrh. Jeseniški muzej, št. 1141. Celotna zobna dolžina je približno 43.8 mm

asymmetrical, triangular in shape with rounded lateral extremities. Labial crown height is 19.3 mm; crown width is 39.1 mm.

Basally, the crown is bordered by a band of imbricated ridges, which form a slightly convex-shaped basal flexure in the middle part of the band.

The deformed tooth base is transversaly oval, widest in the upper portion, tapers distally to a semicircular lower portion. Length of the base is about 25 mm; width is 39 mm.

The H/W ratio of this tooth suggests that it is from the mediolateral portion of the dentition.

Order P e t a l o d o n t i d a Zangerl, 1981

Petalodont of uncertain identity
Fig. 2

This specimen is a well-preserved tooth, revealing only labial aspect. It is vertically elongated. Total length: 35.8 mm, labial crown height: 15.8 mm; crown width: about 26 mm.

The tooth crown is transversaly elongate (26 mm : 15.8 mm), convex in labial aspect, very slightly asymmetrical and triangular in shape tapering to a point at the lateral margins.

Labially, the crown is bordered at the base by a deep furrow, the band of imbricated basolabial ridges is absent.

The tooth base (total length: 21.5 mm; maximum width: 26.6 mm) is long, widest in the upper portion, and tapers distally to a rounded (semi-circular) edge. The H/W ratio suggests a medial tooth. It is high-crowned and symmetrical.

Conclusion

A new petalodont tooth from Upper Gzhelian limestone of the Karavanke Mountains of Slovenia is referred to *Petalodus ohioensis* Safford, 1853. This is the second record of chondrichthyan teeth from the Upper Carboniferous of Slovenia and only the third record of *P. ohioensis* from Southern Europe. D a l l a V e c c h i a (1987) described a tooth of *P. ohioensis* from Upper Carboniferous rocks of the Carnian Alps. R a m o v š (1997) described two teeth of *P. ohioensis* from Upper Carboniferous rocks of the Karavanke Mountains, locality Javorniški Rovt, longitude is 31° E, and latitude 45° N. This new occurence further extends the geographic distribution of this common Upper Carboniferous species, long known from northern Europe and North America.

The second petalodont tooth from Upper Gzhelian limestone of the Karavanke Mountains of Slovenia that lacks imbricated basal crown ridges is of uncertain identity.

Acknowledgements

My warmest thanks are extended to Michael C. Hansen of the Ohio Geological Survey for suggestion on petalodont of uncertain identity and critical reading of the

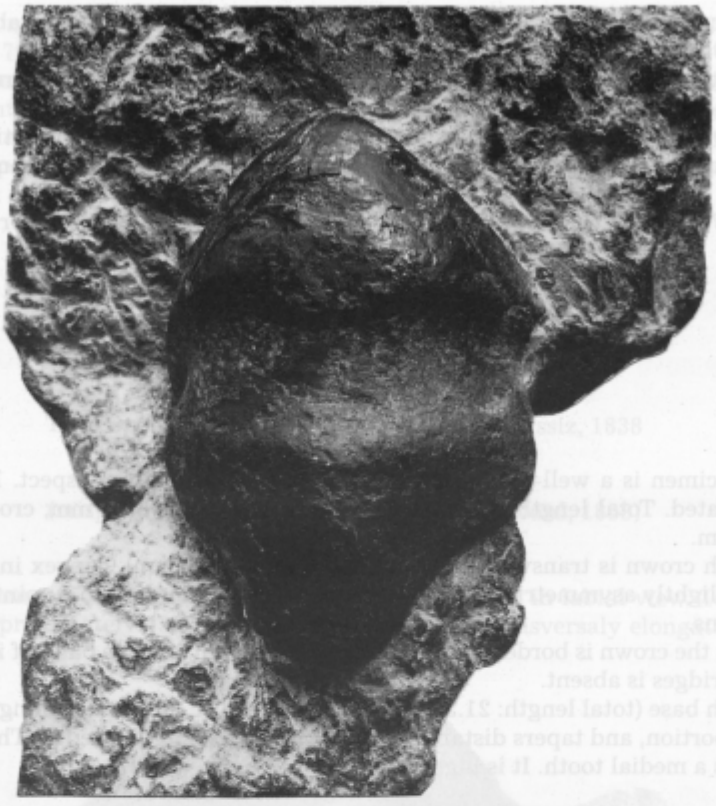


Fig. 2. Petalodont of uncertain identity; labial aspect. Upper Carboniferous, a large block lying in a small brook southeast of the village of Planina pod Golico. Personal property: Milan Peternel, Jesenice. Total length: 35.8 mm

Sl. 2. Petalodont še nejasne sistematske uvrstitve; labialna stran. Zgornji karbon, velik apnenčev blok v potoku južnovzhodno od Planine pod Golico. Last: Milan Peternel, Jesenice. Celotna dolžina zoba je 35.8 mm

Photographs by Jože Bedič, Jesenice

manuscript. My thanks are extended to Jože Bedič for useful information on the new petalodont localities and photographs.

References

D a l l a V e c c h i a, F. M. 1987: First record of a petalodont *(Petalodus ohioensis* Safford 1853) from the Alps. - Gortania 9, 47-56, Udine.

R a m o v š, A. 1997: *Petalodus ohioensis* (Chondrichthyes, Upper Carboniferous) from the Karavanke Mountains, Slovenia. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1997, H. 2, 109-113, Stuttgart.

GEOLOGIJA *40*, 113–117 (1997), Ljubljana 1998

The occurrence of *Salpingoporella milovanovici* Radoičić (Dasycladales) in the Cenomanian of south Apennines and Dinarides

Andrea Sgrosso & Paola Esposito
Dipartimento Scienze della Terra, Università "Federico II"
30138 - Napoli, Largo Marcellino, 10, Italy

Rajka Radoičić
Kr. Petra, 38, 11000 Beograd, Yugoslavia

Key words: Dasycladales, Cenomanian, Periadriatic Carbonate Platforms, Apennines, Dinarides

Abstract

The findings of dasycladacea *Salpingoporella milovanovici* in Cenomanian of Dinaridic and Campania-Lucania Carbonate Platforms suggest that this little known species has had significant geographic distribution within Periadriatic Carbonate Platforms (Adriatic, Dinaric, Campania-Lucania; type region: Mirdita Zone, Internides).

Dasycladacea *Salpingoporella milovanovici* is described from the Cenomanian limestone of Paštrik mountain (Mirdita Zone) (R a d o i č i ć, 1978). In addition to several localities on the type region, the species was also found in Cenomanian rocks of Vodice in Dalmatia (Adriatic Carbonate Platform). Limestones with *Salpingoporella milovanovici* on Mt Paštrik bear an assemblage of foraminifers with *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro), *Pseudorhapydionina laurinensis* (De Castro). *Broeckinella (Pastrikella) balcanica* Cherchi, Radoičić & Schroeder, *Nezzazata gyra* (Smout), *Trochospira avnimelechi* Hamaoui & Saint-Marc, *Murgeina apula* (Luperto-Sinni) and *Nezzazatinella* spp.

The Apennines: Campania-Lucania Carbonate Platform

The outcropping terrains in Monti di Lauria assigned to Campania-Lucania Carbonate Platform. The sedimentary rocks sequence in this region consists primarily of Lower and Upper Cretaceous limestones and dolomites and less extensive Tertiary deposits. *Salpingoporella milovanovici* was found in Cenomanian limestone in two localities of Lauria area: Monte Messina and Serra Vaddellona.

A Lower Cenomanian dolomite sequence by the road on Monte Messina eastern slopes includes only one bed of foraminiferal limestone (wackeston - grainstone). In this limestone foraminiferal association with frequent *Nummoloculina heimi* Bonet and other miliolids, rare *Biconava bentori* Hamaoui & Saint-Marc, *Trochospira* cf. *avnimelechi* Hamaoui & Saint-Marc, *Nezzazatinella* spp., *Broeckinella* sp. and *Cuneolina* sp. have been observed. The few dasyclads are represent with *Salpingoporella milovanovici* and *Cylindroporella* cf. *C. parva* Radoičić.

The dolomite sequence at Serra Vaddellona western slopes includes several beds of limestone with radiolitids. *Salpingoporella milovanovici* was recognized in one of the beds with scarce foraminiferal association - *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), *Pseudorhapydionina* cf. *P. laurinensis, Biconcava bentori, Pyrgo globulosa* Tronchetti and other miliolids.

The Dinarides: Dinaric Carbonate Platform

Cenomanian deposits near Nikšić (Montenegro) consist of sporadic occurrences of limestones with radiolitids and the prevailingly scarce microfossil content, in addition to beds bearing *Chondrodonta joannae* Choffat and/or other oysters. Scarce foraminiferal assemblage is formed by *Pseudorhapydionina dubia, Pseudorhapydionina laurinensis, Cuneolina, Dicyclina, Nezzazatinella* and different miliolids. Algae, *Heteroporella lepina* Praturlon, *Neomeris* sp. and *Salpingoporella milovanovici* are fewer. Localities: west of the Krupac dam and north of Gornje Polje.

Salpingoporella milovanovici has been recognized in similar Cenomanian limestones of Popovo Polje area (Hercegovina).

Observation on *Salpingoporella milovanovici*

Few specimens of slightly larger thallus than those in the type region are noted in limestones of Serra Vaddellona and Nikšić area. According to all of the available data, the measurements od *Salpingoporella milovanovici* are the following:

Outer diameter of calcareous tubes	0.070 - 0.320 mm
Diameter of canal	0.035 - 0.190 mm
Distance between whorls	0.040 - 0.080 mm
Number of branches in the whorl	9 - 16

Calcareous envelope around proximal part of the branches forms a compact tube. Distally, between two successive verticils, the envelope tapers into thin laminae which reach the subcortical part of the thallus and are mainly either partly preserved or barely discernible. The envelope is sometimes reduced to a narrow part around the axis - the sections of such tube resemble those of *Salpingoporella annulata* similarly preserved.

The contour of axial cavity has not always been visible, particularly when these fossils (as in Serra Vaddellona limestones) present calcite moulds of the original envelope. The minute poorly preserved *Salpingoporella milovanovici* are often difficult to recognize as dasycladacean and are easily overlooked. The likely reason is the absence of registered findings since the introduction of the species.

The findings reported in this note suggest a significant geographic distribution of Cenomanian *Salpingoporella milovanovici*, especially within the Periadriatic Carbonate Platforms. The favourable habitat of *Salpingoporella milovanovici* were protected platform areas.

References

R a d o i č i ć, R. 1978: *Salpingoporella milovanovici*, n. sp. a new dasyclad from the Cenomanian strata of Dinarides, and a note on the foraminifer *Nummoloculina* sp. (aff. *regularis*, Philippson). - Ann. Géol. de Pénin. Balkanique, Tome XLII, 375-381, Beograd.

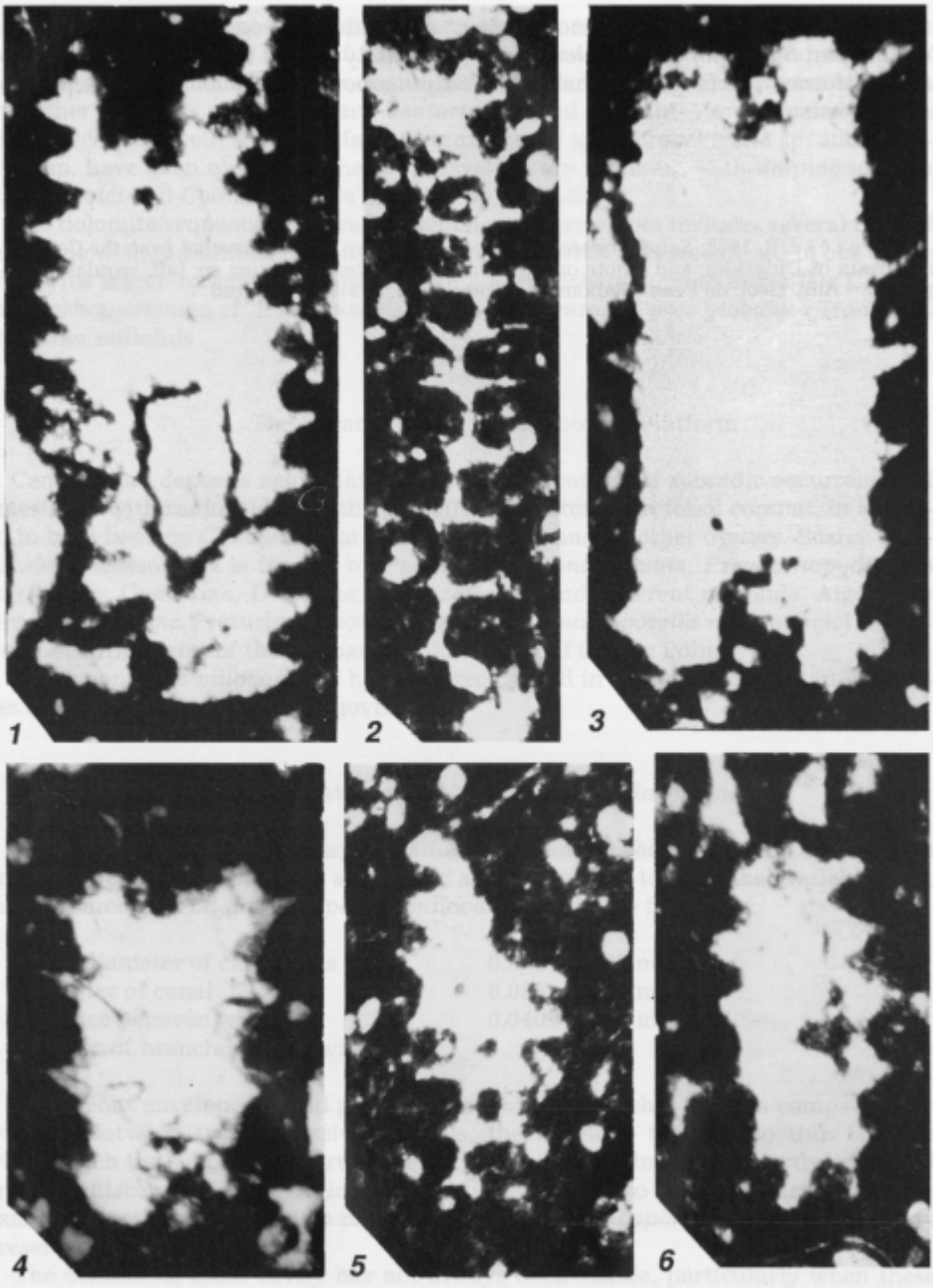


Plate 1

1-6 Salpingoporella milovanovici Radoičić, × 130, vertical, tangential and oblique sections, Lower-Middle Cenomanian, sample AS81, Serra Vaddellona

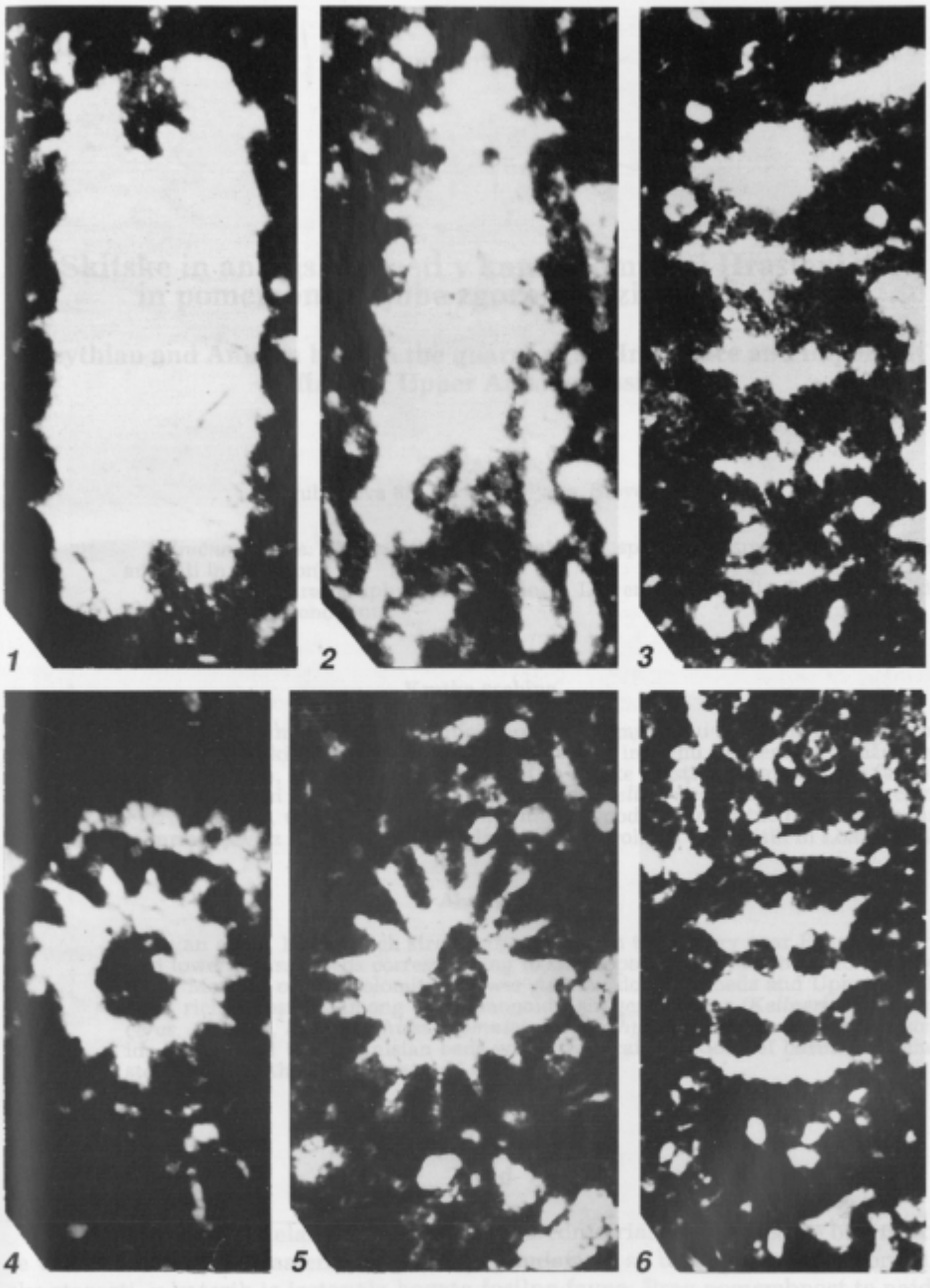


Plate 2

1-6 *Salpingoporella milovanovici* Radoičić, × 130, vertical, oblique, tangential (figs. *1-3, 6)* and transverse sections (figs. *4, 5),* Lower-Middle Cenomanian, sample AS81, Serra Vaddellona

GEOLOGIJA *40*, 119–151 (1997), Ljubljana 1998

Skitske in anizijske plasti v kamnolomu pri Hrastenicah in pomembne najdbe zgornjeanizijskih fosilov

Scythian and Anisian beds in the quarry near Hrastenice and important finds of Upper Anisian fossils

Tomaž Petek
Trubarjeva 85, 1000 Ljubljana, Slovenija

Ključne besede: stratigrafija, paleontologija, spodnji in srednji trias, anizijski amoniti in konodonti
Key words: stratigraphy, palaeontology, Lower and Middle Triassic, Anisian ammonoids and conodonts

Kratka vsebina

V okoli 150 m debeli skladovnici kamnin v kamnolomu Hrastenice sem ugotovil skitske plasti, ki ustrezajo gastropodnemu oolitu in členu Cencenighe v južnotirolskih Dolomitih, spodnjeanizijski dolomit in ilirske plasti z bogato fosilno favno in algami. Opisani so naslednji rodovi amonitov: *Kellnerites, Lardaroceras, Arcestes, Flexoptychites, Gymnites* in *Monophyllites*. Na podlagi amonitne favne sem napravil primerjavo z razvojem ilirskih plasti v južnotirolskih Dolomitih in Lombardiji.

Abstract

In an about 150 m thick stratigrafic section in the quarry near Hrastenice I found lower Triassic beds corresponding to Gastropod Oolite Member and to Cencenighe Member of the Dolomites, Lower Anisian dolomite beds and Upper Anisian beds, rich in fossils. Among the ammonoids, six genus occur *(Kellnerites, Lardaroceras, Arcestes, Flexoptychites, Gymnites, Monophyllites)*. On the basis of ammonoids I compared Upper Anisian beds with stratigrafic sections of basinal "Buchenstein Beds" in the Dolomites and Lombardy.

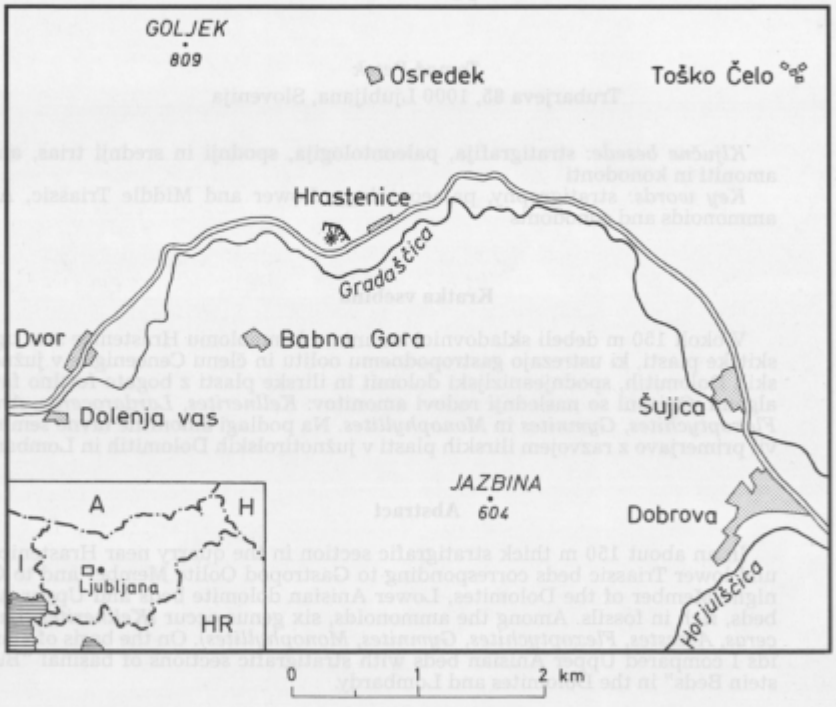
Uvod

V prispevku sem obdelal spodnjetriasne in srednjetriasne plasti, ki so bile razkrite v kamnolomu pri Hrastenicah. Posebno poudarjeni so bili apnenci in laporji ilirske starosti, v katerih je izstopala bogata fosilna favna. Prav pomembnost te najdbe je vplivala na nastanek tega prispevka pod vodstvom mentorja prof. dr. Antona Ramovša. Za vso pomoč se mu najlepše zahvaljujem. Topla zahvala tudi dr. Špeli Goričan za določevanje radiolarijev, dr. Branku Sokaču iz Zagreba za določitev alg, dr.

Petru Bracku za pomoč pri določanju amonitov in Marjanu Grmu za fotografije fosilov.

Geografski podatki

Spodnjetriasne in srednjetriasne plasti so razkrili ob pridobivanju anizijskega dolomita v južnem pobočju Mareške (527 m) med naseljema Hrastenice in Log pri Polhovem Gradcu, tik ob cesti Ljubljana-Polhov Gradec, ob severnem robu doline Gradaščice (sl. 1). Podnožje kamnoloma je na nadmorski višini 330 m, zgornji rob je na višini okoli 470 m. Višina razkritih plasti je 140 m, največja širina - skoraj 250 m - je v spodnjem delu. V širšem pomenu štejemo to ozemlje k Polhograjskemu hribovju.



Sl. 1. Položajna skica kamnoloma pri Hrastenicah
Fig. 1. Locality map of quarry at Hrastenice

Pregled dosedanjih raziskav

R a m o v š (1961) v knjižici Geološki izleti po ljubljanski okolici med drugim opisuje kamnine ob cesti Dobrova-Polhov Gradec. Dolomitu v Hrastenicah pripisuje

anizijsko starost. Leta 1967 omenja najdbo foraminifere *Meandrospira dinarica* v ilirskih apnencih Polhograjskega hribovja in Šmarne gore.

P r e m r u je leta 1964 v okviru diplomske naloge kartiral ozemlje med Logom pri Polhovem Gradcu in Polhovim Gradcem na južni strani ter Knapovžami na severni strani. V delu opisuje tudi spodnjetriasne plasti, anizijski dolomit in pisane apnence, laporje in konglomerate, ki jih uvršča v ladinij kot buchensteinske sklade. V pisanih apnencih je našel amonita *Ptychites angustoumbilicatus,* ki se v Bakonjskem gozdu na Madžarskem pojavlja skupaj z vrsto *Reitziites reitzi.* Na območju Grmade, Goljeka in Tošča omenja 11 kompleksov, kjer so na površju razgaljeni buchensteinski skladi.

G r a d in F e r j a n č i č v Tolmaču k Osnovni geološki karti, list Kranj (1976) omenjata na prostoru med Poljansko in Horjulsko dolino horizont konglomeratov in peščenjakov, ki ga zaradi majhnega obsega niso prikazali na geološki karti. Menita, da spada ta horizont v fassansko podstopnjo. Plasti, ki jih P r e m r u omenja kot buchensteinske sklade, uvrščata v spodnji del langobardske podstopnje.

Stratigrafski pregled

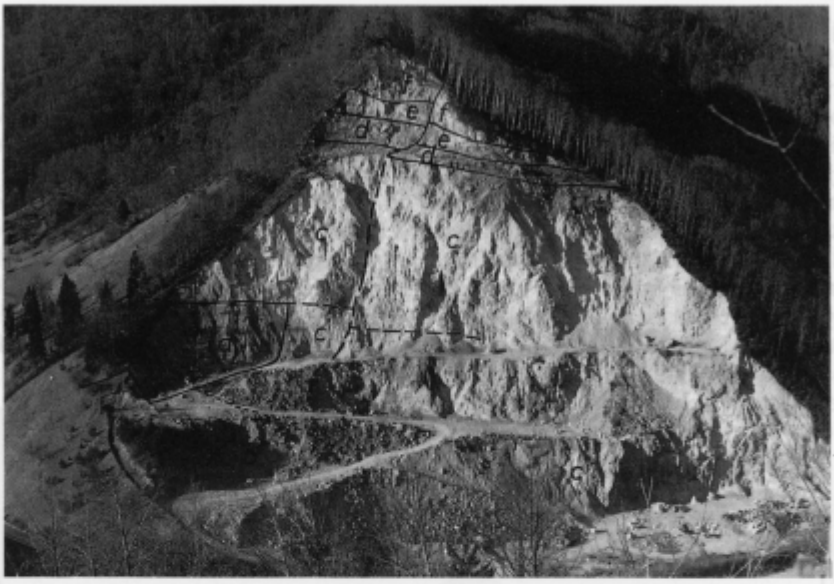
Spodnji trias

Gastropodno-oolitni člen

Najstarejše kamnine v obravnavanem kamnolomu spadajo v spodnji del nammalija, to je srednji del skitske serije. Po litoloških značilnostih in deloma fosilni favni jih lahko primerjamo s podobno razvitimi plastmi v Dolomitih, ki jih B r o g l i o L o r i g a s sodelavci (1986a, b) uvršča v gastropodno-oolitni člen werfenske formacije. Plasti so na vzhodnem delu odrezane s prelomom in so v tektonskem stiku z anizijskim dolomitom. Na jugu so ob prelomu s smerjo vzhod-zahod prav tako v tektonskem stiku z zgornjeskitskimi apnenci in laporji. V zgornjem delu je na te plasti narinjen anizijski dolomit. Zato lahko nammalijske plasti sledimo v redkih golicah le proti Logu pri Polhovem Gradcu.

V spodnjem delu je svetal peščeni dolomit z rumenkastim odtenkom, brez sljude. Sledijo plasti rumenkastorjavega sljudnatega peščenega meljevca, sljudnatega peščenjaka in peščenega laporja. Na površinah plasti so pogosti slabo ohranjeni odtisi školjčnih lupin in manganovi dendriti. Navzgor se med opisanimi plastmi pojavljajo okrog 30 cm debele plasti oz. leče rjavordečega apnenca. Zgrajen je iz drobnih polžjih hišic, školjčnih lupinic, ooidov in dobro zaobljenih bioklastov. Sortiranost je slaba, zrna so velika od 0,2 do 1 mm, posamezne polžje hišice pa od 2 do 6 mm. Polžje hišice so rdečerjave barve in so največkrat zapolnjene z limonitom ali z limonitno okro. Ooidi so pogosto prekristaljeni in včasih tudi limonitizirani. Prvotna struktura v njih najpogosteje ni opazna. Nad temi plastmi se ponekod pojavi plast rumenega lapornega apnenca z ooidi in lupinicami polžev. V kamnini je drobno razpršen limonitni pigment. Ooidi so pogosto prekristaljeni, pri nekaterih je še vidna koncentrična zgradba. Nato so se zopet odlagali sljudni laporni peščenjaki in sivi laporji. Vmes je plast rdečega peščenega laporja, v katerem je opazna normalna gradacija, ki kaže na normalno lego plasti. Tudi v teh plasteh so pogosti slabi odtisi školjčnih lupin.

V zgornjem delu prevladujejo laporji, ki so sivi, svetlovijolični ali rožnati do rdečkasti. Vmes je plast apnenčevega oolita lečaste oblike. Oolit je rumenkastosiv, ooidi



Sl. 2. Kamnolom pri Hrastenicah (a - gastropodno-oolitni člen spodnjega triasa; b - člen Cencenighe spodnjega triasa; c - anizijski dolomit; d - pisane plasti s fosili ilirske podstopnje; e - konglomerat; f - sivi apnenec z algami)

Fig. 2. Quarry at Hrastenice (a - Gastropod-Oolite Member; b - Cencenighe Member; c - Anisian dolomite; d - various Illyrian beds with fossils; e - conglomerate; f - grey limestone with algae)

v njem so elipsoidne oblike. Jedra ooidov so večidel prekristaljena (dolomitizirana). Profil se konča z rdečkastim laporjem, na katerega je narinjen anizijski dolomit.

Člen Cencenighe

Med spodnjetriasnimi plastmi so tudi sivi laporji in temnosivi apnenci, ki so prav na robu kamnoloma v tektonskem stiku z zgoraj opisanimi plastmi. Po fosilni favni predstavljajo plasti ekvivalent člena Cencenighe v Južnih Alpah. V spodnjem delu so razkriti svetlorjavi laporji, med katerimi so tanjše plasti sivega apnenca. Navzgor prevlada temnosivi apnenec, v katerem se redkeje pojavljajo laporne pole. V apnencih so ohranjene različne sedimentacijske teksture: gradacija, konvolucija, laminacija, bioturbacije. V nekaterih delih so opazne zapolnitve kanalov. Večkrat se vmes pojavijo intraformacijski konglomerati oziroma breče. V sivih laporjih in temnejših apnencih je ponekod vse polno slabo ohranjenih polžjih hišic, ki večidel pripadajo vrsti *Natiria costata* (Münster). Lepo ohranjene sem našel na zahodni strani Petričevega grabna, kjer so omenjene kamnine v tektonskem stiku z anizijskim dolomitom. Veliko je zapolnitev anelidnih rovov, med njimi tudi vertikalnih rovov v obliki črke U *(Rhizocorallium)*. V členu Cencenighe se pojavlja tudi majhna foraminifera *Meandrospira pusilla* (Ho), ki sem jo dobil v izbrusku, narejenem iz ehinodermskega apnenca (tab.2, sl.1, 2). Ta plast nastopa nekako sredi temnih apnencev.

Opisani apnenci in laporji so lateralno v tektonskem stiku s starejšimi plastmi (gastropodno-oolitni člen), navzgor pa prehajajo v temnosivi tankoplastnati lapornati dolomit. S pojavom dolomita je postavljena litološka meja med spodnjim in srednjim triasom.

Srednji trias

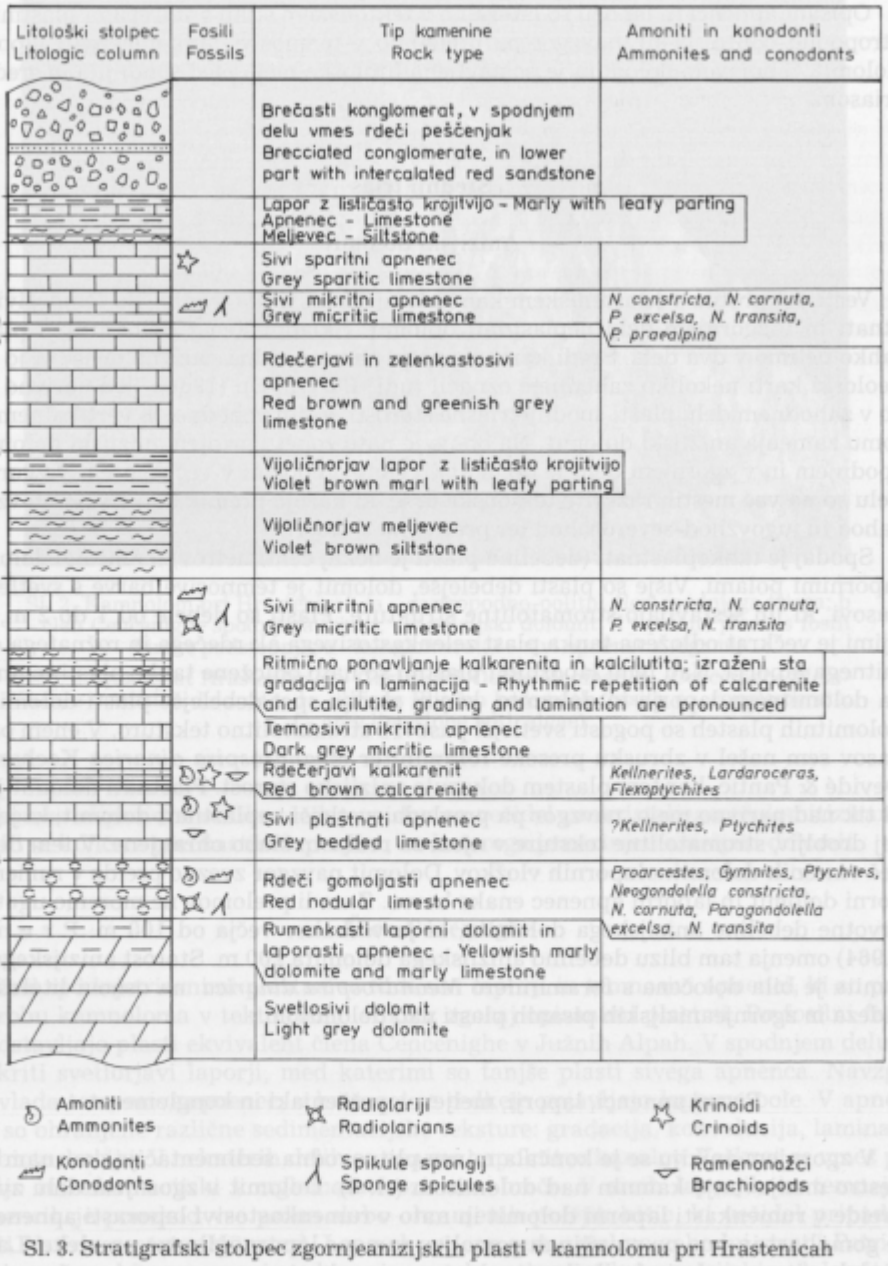
Anizijski dolomit

Večji del profila v hrasteniškem kamnolomu predstavlja svetlo- do temnosivi plastnati in v zgornjem delu neplastnati dolomit. Skladovnico z dolomitnimi plastmi lahko delimo v dva dela. Sredi kamnoloma je namreč vidna narivna meja, ki jo je na geološki karti nekoliko zahodneje označil tudi P r e m r u (1964). Pod narivno mejo so v zahodnem delu plasti spodnjetriasne starosti, ki jih vzhodno ob vertikalnem prelomu zamenja anizijski dolomit. Na oboje je nato zopet narinjen anizijski dolomit. V spodnjem in v zgornjem delu je dolomit v celoti prepokan v več smereh. V zgornjem delu so na več mestih razkrite tektonske drse, ki kažejo premikanja v smereh vzhod-zahod in jugovzhod-severozahod ter prečno na ti smeri.

Spodaj je tankoplastnati (debelina plasti je nekaj centimetrov) temnosivi dolomit z lapornimi polami. Višje so plasti debelejše, dolomit je temnosive barve s svetlejšimi pasovi, ki jih sestavljajo stromatolitne strukture. Plasti so debele od 1 do 2 m, med njimi je večkrat odložena tanka plast zelenkastosivega ali rdečega in rožnatega dolomitnega laporja. Nad temi lapornimi plastmi so nato odložene tanke plasti temnejšega dolomitnega laporja in dolomita, ki jim sledijo spet debelejše plasti dolomita. V dolomitnih plasteh so pogosti svetlejši pasovi s stromatolitno teksturo. V enem od teh pasov sem našel v zbrusku preseke foraminifer *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić, kar tem plastem dokazuje anizijsko starost. Plastnati dolomit je tudi tik nad narivno mejo, navzgor pa prevlada svetlejši neplastnati dolomit, ki je precej drobljiv, stromatolitne teksture v njem so redke in slabo ohranjene. V tem delu ni več vmesnih dolomitnolapornih vložkov. Dolomit navzgor zvezno preide v rumeni laporni dolomit in laporni apnenec enake barve. Zaradi prelomov ne moremo ugotoviti prvotne debeline anizijskega dolomita, ki je vsekakor večja od 100 m. P r e m r u (1964) omenja tam blizu debelino anizijskega dolomita 200 m. Starost anizijskega dolomita je bila določena s foraminifero *Meandrospira dinarica* na osnovi litološkega videza in zgornjeanizijskih pisanih plasti nad dolomitom.

Pisani apnenci, laporji, meljevci, peščenjaki in konglomerat

V zgornjem aniziju se je končala mirna plitvovodna sedimentacija, kar nam kaže pestro menjavanje kamnin nad dolomitom (sl. 3). Dolomit v zgornjem delu zvezno preide v rumenkasti laporni dolomit in nato v rumenkastosivi laporasti apnenec, ki je gomoljast in ima po površinah gomoljev rumene lapornoglinene prevleke. Laporni dolomit ne vsebuje fosilnih ostankov, v rumenkastem apnencu pa se že pojavijo redki radiolariji. Navzgor postane gomoljasti apnenec rožnatosiv do rdečkast, z rdečimi lapornoglinenimi prevlekami. Nekako od sredine rdečih gomoljastih apnencev so v kamnini pogosti ostanki amonitnih hišic. To kamnino sem raztapljal za konodontne preiskave, ki so dale pozitivne rezultate. Prof. Ramovš je ugotovil



Sl. 3. Stratigrafski stolpec zgornjeanizijskih plasti v kamnolomu pri Hrastenicah

Fig. 3. Stratigraphic column of Upper Anisian beds in quarry at Hrastenice

naslednje ploščaste konodontne elemente: *Neogondolella constricta* (Mosher & Clark), *N. cornuta* Budurov & Stefanov, *N. transita* (Kozur & Mostler) in *Paragon-*

dolella excelsa Mosher; ti dokazujejo ilirsko podstopnjo. Precej je tudi vejnatih elementov, v vzorcu pa se pojavljajo tudi ribji zobci in ribje luske. V lahki frakciji je izredno veliko radiolarijev in spikul morskih gob s kremenastim ogrodjem. Goričanova je določila naslednje rodove in vrste radiolarijev: *Astrocentrus* sp., *Eptingium* sp., *Hexacontium* sp., *Pentactinocarpus* sp., *Stauracontium* sp., *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler, *P. coccostyla* (Rüst), *Hindeosphaera spinulosa* (Nakaseko & Nishimura) in *Hozmadia* (?) *rotunda* (Nakaseko & Nishimura). Amoniti so slabo ohranjeni in jih je iz trde kamnine težko dobiti. Določil sem rodove *Proarcestes, Gymnites* in *Ptychites*. Povprečna velikost amonitnih hišic je 8 cm, posamezni odlomki pa kažejo na primerke, katerih hišice so imele v premeru preko 20 cm. Rumeni laporni dolomit in apnenec imata skupno debelino okrog 80 cm, debelina rdečih gomoljastih apnencev pa se v profilu spreminja od nekaj decimetrov do enega metra.

Rdečim gomoljastim apnencem sledi sivi plastnati apnenec v skupni debelini 1,2 m. Posamezne plasti so debele okoli 20 cm. Površine plasti so ravne, med njimi so tanke prevleke sive gline. V spodnjem in predvsem zgornjem delu je apnenec nekoliko svetlejši in vsebuje več intraklastov ter krinoidnih ostankov. V vseh plasteh se pojavljajo redki amoniti, ki pa jih ne moremo izluščiti iz trdega apnenca. V odlomljenih kosih kamnine, ki ležijo v podnožju kamnoloma, so na zgornji površini plasti amoniti deloma izluženi. Oblike hišic in deli suturnih linij na njih kažejo na verjetno pripadnost rodovoma *Kellnerites* in *Ptychites*. Ob amonitih se pojavljajo tudi do 2 cm dolgi deli pecljev morskih lilij in - redkeje - posamezni majhni rinhonelidni ramenonožci.

Nad sivim apnencem ležijo plasti pisanih apnencev in peščenih apnencev oziroma apnenčevih peščenjakov v skupni debelini pol metra. Plasti so debele od 2 do 10 cm, med njimi se pojavljajo do pol cm debele rdečerjave laporne pole. Spodnjo plast predstavlja sivi apnenec z rožnatimi pikami. Plast je debela 10 cm. Nad njimi je enako debela plast pisanega apnenca, v katerem prehaja barva od rdečerjave do sive. Slede rdečerjavi apnenec s sivimi lisami, tudi enako debel, nato 3 cm debela plast apnenca, ki je v sredini siv, proti spodnji in zgornji ploskvi pa vse bolj rdečerjav in lapornat ter se konča z rjavo laporno prevleko. Predzadnja plast je rdečerjavi kalkarenit, ki ima po površju vse polno sljude. Podobna je vrhnja plast, ki vsebuje več laporne komponente. Zadnji dve plasti sta debeli od 5 do 10 cm. Vse naštete plasti vsebujejo precej amonitov, še posebno veliko jih je v tretji in peti plasti. Iz trde kamnine jih težko dobimo. Ker kamnina v zadnjih dveh plasteh zaradi svoje sestave pri atmosferskih razmerah hitro razpada, dobimo v kosih na površini že izlužene, dobro ohranjene primerke, pri katerih je navadno vidna tudi suturna linija. Prevladuje vrsta *Flexoptychites flexuosus* (Mojsisovics) (tab. 4, sl. 1-5). Pogost je tudi amonit *Kellnerites bosniensis* (Hauer) (tab. 3, sl. 1-3). Našel sem po en primerek amonitov *Gymnites incultus* (Beyrich) (tab. 5, sl. 3), *Monophyllites sphaerophyllus* (Hauer) in dva fragmenta vrste *Lardaroceras pseudohungaricum* Balini (tab. 3, sl. 5).

B r a c k in R i e b e r (1993) sta po obsežnih raziskavah v Lombardijskih Alpah in Dolomitih razdelila zgornji anizij v cone *trinodosus, reitzi/Kellnerites* in *Nevadites*. Starost plasti, ki jih opisujem, dokazujeta vrsti *Kellnerites bosniensis* in *Lardaroceras pseudohungaricum*. Po teh vrstah uvrščam plasti v spodnji del cone *reitzi/Kellnerites*. Rod *Lardaroceras* je doslej poznan le iz Lombardijskih Alp. Poleg amonitov sem našel tudi ortocere iz rodu *Michelinoceras* (tab. 5, sl. 7, 8) in slabo ohranjenega navtilida (tab. 5, sl. 5). V tej plasti so tudi številni ostanki krinoidov, redki pa so terebratulidni brahiopodi in posamezne školjke. Na površini plasti so pogosto izluženi tudi do dva milimetra veliki ribji zobci.

Pisanim apnencem sledi meter debela skladovnica temnosivega mikritnega apnenca. Plasti so debele 10 do 15 cm. V njih so redki preseki amonitnih hišic, v spodnjem delu tudi redki odlomki pecljev morskih lilij. V zbrusku so opazni radiolariji. Plasti so neravne, včasih se pojavljajo gomoljaste oblike, vmes so tanke prevleke sivozelenega laporja.

Nad to plastjo je zopet pisana skladovnica. Prične se s plastjo vijoličnorjave gline, v kateri so primešana kalcitna zrna velikosti peska. Očitno gre za mehansko zelo slabo odporno kamnino. Glina je na otip mastna in je dobro gnetljiva. Plast je debela do dva centimetra, lahko pa se popolnoma izklini. Višje ležeče plasti sestavljajo apnenci, laporji in meljevci. V njih so ohranjene teksturne in strukturne značilnosti, ki kažejo ritmično sedimentacijo na prehodu s platforme v globljevodno okolje. Plasti sem razdelil v štiri sekvence. V prvi so tri plasti sivega apnenca. Spodnja plast je kalkarenit s povprečno velikostjo zrn okrog 1 mm in z 2% terigenih mineralov, katerih velikost se giblje okrog 0,5 mm. V drugi plasti so zrna v povprečju velika 0,1 do 0,2 mm, nekoliko več je drobnozrnate terigene komponente, ki daje kamnini rjavkast odtenek. V tej plasti se v neenakomernih razmikih pojavljajo temnejši vzporedni pasovi. Tretjo plast sestavljajo mikritna in mikrosparitna kalcitna zrna, vmes pa se pojavljajo majhne leče temnejše barve, v katerih so zrna velikosti drobnozrnatega peska. Za to plast je značilna lečasta plastnatost. Med nastajanjem kamnine sta se odlagala pretežno karbonatni mulj in občasno karbonatni pesek. Vse tri plasti imajo površine valovitih oblik, lateralno se hitro tanjšajo in zopet odebelijo. Za celotno sekvenco je značilna valovita plastnatost in upadanje velikosti zrn navzgor. Njena debelina znaša 25 do 30 centimetrov. Prehod v drugo sekvenco predstavlja dva centimetra debela plast, ki jo sestavljata mešani drobnozrnati karbonatni peščenjak in karbonatni mulj. Ta se začne s sivim drobnozrnatim kalkarenitom, sledijo pa še štiri tanke plasti enake barve in sestave, le da je velikost zrn v vsaki naslednji plasti manjša. Debeline plasti se lateralno ne spreminjajo, v vertikalni smeri pa je vsaka plast tanjša. Tako meri druga plast v drugi sekvenci tri centimetre, zadnja plast pa samo tri milimetre.Vsaka od zgoraj opisanih dveh sekvenc predstavlja en sedimentacijski ritem. V tretjo sekvenco sem uvrstil več ritmov, prek katerih se enakomerno povečuje količina terigene primesi. Celotna debelina je trideset centimetrov, posamezne plasti pa so debele od enega do pet centimetrov. V spodnjem delu je kamnina sive barve; navzgor postaja rdečkastorjava do vijoličnorjava. Zaporedje plasti je naslednje: kalkarenit z normalno gradacijo, sivi kalcilutit, kalkarenit, laporasti apnenec, vijoličnorjavi kalkarenit z normalno gradacijo, dve plasti drobnozrnatega kalkarenita s primesjo gline, meljevec in peščeni meljevec, vijoličnorjavi zelo drobnozrnati laminirani peščenjak z meljasto in glinasto primesjo, sivi mikritni apnenec, vijoličnorjavi lapor. Predzadnja plast kaže na umiritev okolja in začasno prekinjeni dotok terigenega materiala. V četrti sekvenci je zopet majhen odstotek terigene primesi, le na vrhu se pojavi nekaj centimetrov vijoličnorjavega laporja. Večji del jo predstavlja sivi kalkarenit z vijoličnim odtenkom, le v zgornjem delu se vmes pojavi centimeter debela plast kalcilutita. V tem delu je izražena inverzno simetrična gradacija. Celotno pisano serijo končuje že prej omenjeni lapor.

Nad temi plastmi je spet odložen sivi mikritni apnenec, makroskopsko zelo podoben apnencu pod njimi. Ves ta apnenec je debel okrog 1,2 m in plasti v njem med 10 in 20 centimetrov; v spodnjem delu se vmes pojavi plast sivozelene laporne gline, v kateri plavajo apnenčevi gomolji, ki imajo obliko ploščatih zaobljenih prodnikov. Apnenec sem za konodontno analizo topil v ocetni kislini. Po ločevanju netopnega preostanka v bromoformu so v lahki frakciji ostali skoraj samo radiolariji in spikule

morskih gob s kremenastim ogrodjem. Goričanova je med radiolariji določila naslednje rodove in vrste: *Astrocentrus* sp., *Spongopallium* sp., *Triassistephanidium* sp., *Stauracontium* (?) *granulosum* (Dimitrica, Kozur & Mostler), *Stauracontium* (?) *trispinosum* (Kozur & Mostler), *Tetraspongodiscus nazarovi* (Kozur & Mostler), *Pentaspongodiscus anisicus* Kozur & Mostler in *Paroertlispongus rarispinosus* Kozur & Mostler. Prof. Ramovš je ugotovil iste vrste ploščastih konodontov kakor v rdečem gomoljastem apnencu iz spodnjega dela ilirskih plasti. Tudi v tem vzorcu je precej vejnatih konodontov, prav tako pa so prisotni ribji zobci. Sivi mikritni apnenec ponovno kaže na mirno globljevodno sedimentacijsko okolje.

Po odložitvi sivega apnenca se prične zopet pisana sedimentacija. Najprej je odložena tanka plast sivega drobnozrnatega kalkarenita in nato poldrugi meter plasti meljevca vijoličnorjave barve. Zanj so značilne navzkrižna plastnatost ali poševna laminacija in odsotnost fosilov. Nad njim je odložen glinasti lapor z lističasto strukturo. Je temnorjave barve s svetlosivimi lisami. Ta plast je debela 70 centimetrov. Tudi v tej kamnini nisem našel fosilnih ostankov. Sledi 2 m debela skladovnica rdečerjavih in zelenkastosivih apnencev in apnenčevih peščenjakov z normalno gradacijo.

Sivi apnenec, ki je odložen na te plasti, kaže na ponovno mirnejšo sedimentacijo. Sprva se med apnencem še pojavljajo tanke plasti rožnatega laporja, potem se odlaga le mikritni apnenec, ki v zgornjem delu preide v sparitni apnenec. Mikritni apnenec sem raztapljal v ocetni kislini. Vzorec je vseboval konodontne elemente in redke spongijske spikule, radiolarijev pa v njem ni. Prof. Ramovš je določil iste ploščaste konodonte kakor v prejšnjih dveh vzorcih, razen teh pa še vrsto *Paragondolella praealpina* Ramovš & Goričan. V zgornjih plasteh je precej ostankov pecljev morskih lilij. Celotna debelina sivega apnenca je 1,6 m.

Zadnje plasti, ki jih še lahko sledimo v tem zaporedju, so zopet pisani laporji in apnenci. Plasti so debele nekaj centimetrov do deset centimetrov. V spodnjem delu so to rdečerjavi meljevci, v katerih se v centimetrskih razmikih ponavljajo do dva milimetra debele lamine drobnozrnatega peščenjaka, ki je nekoliko temnejši. Na površinah plasti so pogosti manganovi dendriti. Nad njimi je odložen vijoličnorjavi apnenec s svetlosivimi lisami. Posamezne plasti so debele okrog deset centimetrov. Vsaka plast se konča z laporjem, ki se lomi v tankih lističih.

V kamnolomu je vidnih precej manjših prelomov, ob katerih so posamezni deli premaknjeni za nekaj metrov. Ti premiki so najbolj izraziti prav v ilirskih plasteh, ki se lateralno in vertikalno hitro spreminjajo.

Na zahodni strani kamnoloma je nad vijoličnorjavim apnencem in lističastim laporjem odložen rdeči peščenjak z lapornim vezivom, ki preide v konglomerat z rdečim lapornim vezivom. Konglomerat sestavljajo svetlosivi, temnosivi in rožnati, slabo zaobljeni apnenčevi prodniki. Sortiranost je slaba, srednja velikost prodnikov je nekaj centimetrov. Prodniki nimajo medsebojne podpore, plavajo v lapornem vezivu. Navzgor prevladuje rožnato apnenčevo vezivo, kosi kamnin pa so vedno večji. Vmes se pojavi deset centimetrov debela plast rdečega meljevca oziroma peščenjaka, ki se nepravilno menjavata. Prehod pisanih plasti v konglomerat z apnenčevim vezivom je viden samo v tem delu, v širini dveh metrov. Povsod drugje je konglomerat v tektonskem stiku s pisanimi plastmi ali pa je stik zakrit. Večji del konglomerata loči od prej opisanih plasti prelom, ki poteka v smeri vzhod-zahod. Tektonske drse kažejo na horizontalna premikanja. V srednjem delu leži konglomerat na pol metra debeli plasti vijoličnorjavega laporja, ki razpada v tanke lističe. Sredi te plasti se najdejo nekaj centimetrov veliki gomolji apnenca, ki imajo obliko ploščatih prodnikov. Lapor je dobil lističasto strukturo zaradi tektonskih pritiskov. Apnenčevi gomolji so nastali z

zbirno mineralizacijo apnenca med diagenezo. Struktura laporja in oster prehod v konglomerat kažeta na tektonski stik. Konglomerat sestavljajo apnenčevi in dolomitni kosi, ki so veliki nekaj centimetrov do pol metra, redki tudi več. Prevladuje apnenec ilirske starosti, predvsem sivi apnenec z ostanki krinoidov, sivi mikritni apnenec in rdečkasti apnenec z belimi lisami. V posameznih apnenčevih prodnikih so vidni preseki amonitnih hišic. Dolomitni kosi nastopajo v dveh oblikah. Sivi razpokani dolomit je najverjetneje spodnjeanizijske ali srednjeanizijske starosti. Svetli homogeni dolomit s prozornimi kremenovimi žilicami pa je verjetno ilirske starosti. Podoben dolomit je namreč v ilirskih plasteh na grebenu Goljeka, nad potjo iz Topola na Grmado. Zaobljenost in sortiranost prodnikov sta slabi. Kot vezivo nastopa sivi ali rožnati apnenec, ki je ponekod bolj lapornat. Vmes se pojavljajo tanke in več metrov dolge leče rdečega peščenjaka ali rdečega in okrastorumenega meljevca. Konglomerat lahko sledimo na zahodnem pobočju Mareške, kjer je debel okrog deset metrov. Na vzhodni strani kamnoloma je debelina konglomerata okrog tri metre.

Sivi apnenec, dolomitizirani apnenec in dolomit

Kamnine, ki so nad konglomeratom, kažejo na umiritev razmer in pričetek mirne karbonatne sedimentacije proti koncu anizijske stopnje. Do vrha Mareške in naprej po slemenu sledimo sivi apnenec, dolomitizirani apnenec in dolomit, ki se medsebojno menjavajo lateralno in vertikalno. Na vzhodni strani kamnoloma je na konglomeratu meter debel sklad sivega biosparitnega apnenca, na površini katerega izstopajo ostanki apnenčevih alg iz skupine dasikladacej, vidni pa so tudi preseki polžjih hišic in školjčnih lupinic. Sokač je med algami določil vrste *Teutloporella triasina* Pia (tab. 1, sl. 1, 2), *Teutloporella* ? *triasina* Pia (tab. 1, sl. 3-5), *Teutloporella* ? *tabulata* Pia (tab. 1. sl. 6-8) in ? *Oligoporella* sp. (tab. 1, sl. 5), ki kažejo, da je apnenec najverjetneje zgornjeanizijske starosti. Ker določitvi alg vrste *T. tabulata* in rodu *Oligoporella* nista povsem zanesljivi, pa ne moremo izključiti ladinijske starosti, saj se vrsta *T. triasina* pojavlja v Dinaridih prav v tem obdobju. Navzgor je apnenec večinoma prekristaljen in prepreden s stilolitskimi šivi. Posamezne plasti sestavlja algni apnenec, v katerem so ostanki alg prekristaljeni in zato nedoločljivi. Ponekod so v sparitnem apnencu slabo ohranjene foraminifere vrste *Diplotremmina* ? *astrofimbriata* (tab. 2, sl. 8, 9), *Nodosaria* sp. in *Dentalina* sp. (tab. 2, sl. 10). V bližini prelomov je apnenec močno dolomitiziran. Tako je ob prelomu sredi zgornjega dela kamnoloma nad konglomeratom rožnatosivi krušljivi dolomit, ki bočno prehaja v sivi dolomitizirani apnenec. Enake kamnine sledimo po slemenu Mareške do vrha, kjer so v tektonskem stiku s spodnjetriasnimi kamninami. Na vzhodni strani pa se ob prelomu stikajo s črnimi plastnatimi apnenci ladinijske starosti (G r a d & F e r j a n č i č, 1974).

Pregled fosilnega inventarja

Apnenčeve alge

V apnenčevi plasti, ki leži tik nad srednjetriasnim brečastim konglomeratom je vse polno ostankov apnenčevih alg iz skupine dasikladacej. Dr. B. Sokač je v poslanih vzorcih določil vrste *Teutloporella triasina* Pia (tab. 1, sl. 1-2), *T.* ? *triasina* (tab. 1, sl. 3-5), *T.* ? *tabulata* Pia (tab. 1, sl. 6-8), ? *Oligoporella* sp. (tab. 1, sl. 5). Zaradi slabe

ohranjenosti nekateri vzorci niso zanesljivo določeni. Sokač navaja, da je bila *T. triasina* v Alpah najdena v kamninah ilirske podstopnje, v Dinaridih se pojavlja v ladinij, v Romuniji pa je najdena v plasteh od zgornjega anizija do spodnjega ladinija. *Teutloporella tabulata* je tako v Alpah kakor v Dinaridih značilna za anizij. Rod *Oligoporella* se pojavlja samo v aniziju.

Foraminifere

Foraminifere sem našel v zbruskih spodnjetriasnih kamnin, anizijskega dolomita in v dolomitiziranih apnencih na slemenu Mareške. Vse so slabo ohranjene. V temnosivem spodnjetriasnem apnencu je najdena foraminifera vrste *Meandrospira pusilla* (Ho) (tab. 2, sl. 1, 2), ki je vodilna v spodnjem triasu. V dveh zbruskih sivega dolomita sem našel več presekov vrste *M. dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić (tab. 2, sl. 3-6), ki je vodilna v aniziju. V zbruskih sivega dolomitiziranega apnenca pod vrhom Mareške je več slabo ohranjenih foraminifer vrste *Diplotremmina ? astrofimbriata* Kristan & Tollmann (tab. 2, sl. 8, 9), *Dentalina* sp. (tab. 2, sl. 10) in *Nodosaria* sp. Vrsta *Diplotremmina astrofimbriata* je znana v plasteh od zgornjega anizija do cordevola.

Radiolariji

V mikritnih apnencih med pisanimi ilirskimi plastmi so pogosto dobro ohranjeni skeleti radiolarijev. Špela Goričan je določila naslednje rodove in vrste: *Astrocentrus* sp., *Eptingium* sp., *Hexacontium* sp., *Hindeosphaera spinulosa* (Nakaseko & Nishimura), *Hozmadia ? rotunda* (Nakaseko & Nishimura), *Pentactinocarpus* sp., *Pentaspongodiscus anisicus* Kozur & Mostler, *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst), *Ps. longispinosa* Kozur & Mostler, *Spongopallium* sp., *Stauracontium* sp., *S. granulosum* (Dumitrica, Kozur & Mostler), *S. trispinosum* (Kozur & Mostler), *Tetraspongodiscus nazarovi* (Kozur & Mostler), *Triassistephanidium* sp. Nekatera vrstna imena niso določena, ker so radiolarije ilirske podstopnje še slabo raziskani in bodo potrebne nadaljnje analize.

Polži

V gastropodno-oolitnem horizontu spodnjega triasa so nekatere plasti zgrajene iz skoraj samih drobnih polžjih hišic. Prevladujeta rodova *Natica* in *Coelostylina*. V apnencih in laporjih člena Cencenighe so pogosti polži *Natiria costata* (Münster), ki so večidel slabo ohranjeni. Polžje lupine so pogoste tudi v plasti anizijskega apnenca nad brečastim konglomeratom, ki pa jih ne moremo izluščiti iz apnenca, zato niso določeni.

Školjke

Našel sem le odtise školjčnih lupin v sljudnih peščenjakih med plastmi gastropodno-oolitnega apnenca. Vsi so tako slabo ohranjeni, da jim ne moremo zanesljivo določiti pripadnosti. Po oblikah sodeč verjetno pripadajo rodu *Anodontophora*.

Glavonožci

Glavonožci so najpomembnejša skupina, saj je na podlagi njihovih ostankov narejena primerjava z razvojem v Dolomitih in Lombardiji, kjer so po njihovi stratigrafski razširjenosti razdelili ilirsko podstopnjo na tri amonitne cone in postavili novo mejo med anizijsko in ladinijsko stopnjo. Ves nabrani material je iz pisanih plasti, ki sledijo sivemu dolomitu anizijske starosti. Primerki so različno ohranjeni. Velik delež predstavljajo odlomki, saj je bila večina materiala nabrana iz grušča na dnu kamnoloma. Kar precej materiala kaže tudi večjo ali manjšo stopnjo deformacije zaradi tektonskih pritiskov. Tako so pri nekaterih amonitih zavoji v eni smeri tudi nekajkrat višji kot v pravokotni smeri nanjo.

Iz skupine ortocerov so trije slabo ohranjeni primerki. Zaradi slabe ohranjenosti vrste niso določene. Dva primerka pripadata rodu *Michelinoceras* (tab. 5, sl. 7, 8), tretji primerek pa kaže značilnosti rodu *Atractites* (tab. 5, sl. 6). V plasti apnenca, ki leži tik pod plastmi z rodom *Kellnerites*, je najdeno kameno jedro navtilida (tab. 5, sl. 5).

Amoniti so zaradi njihovega pomena pri ugotavljanju starosti opisani posebej. V nabranem materialu so določeni rodovi *Kellnerites, Lardaroceras, Arcestes, Ptychites, Flexoptychites, Gymnites* in *Monophyllites*.

Ramenonožci

V sivem biosparitnem apnencu tik nad rdečim gomoljastim apnencem so najdeni majhni ramenonožci iz družine Rhynchonellidae, v plasti z rodom *Kellnerites* pa terebratulidni ramenonožec.

Iglokožci

Čeprav nastopajo ostanki iglokožcev v nekaterih plasteh v velikem številu, jim nisem določil točnejše sistematske pripadnosti. V sivem biosparitnem apnencu med pisanimi kamninami ilirske podstopnje so pogosti ostanki morskih lilij. Dele pecljev dobimo tudi v plasteh s kelneriti. V apnenčevih plasteh spodnjega triasa in ilira se v zbruskih dobijo preseki bodic morskih ježkov. Iz rdečega gomoljastega apnenca je holoturijski sklerit, ki sem ga določil kot *Theelia planorbicula* Mostler. Sklerit ima deset prečk ter okrogel in gladek zunanji obod, dvignjen nad ravnino pesta. Omenjeno vrsto so našli v plasteh anizijske, karnijske in norijske starosti.

Konodonti

Konodonti so najdeni, kot je že omenjeno v stratigrafskem opisu, v treh apnenčevih plasteh med pisanimi kamninami ilirske starosti. Vsi trije vzorci vsebujejo enako konodontno združbo z *Neogondolella constricta* (Mosher & Clark), *N. cornuta* Budurov & Stefanov, *N. transita* (Kozur & Mostler) in *Paragondolella excelsa* Mosher. V najvišji vzorčevani plasti se pojavlja tudi *P. praealpina* Ramovš & Goričan. Po ugotovitvi dr. Ramovša konodonti dokazujejo zgornji del ilirske podstopnje.

Drugi organizmi

Poleg opisanih mikrofosilov nastopajo v nekaterih plasteh ilirske podstopnje v velikih množinah tudi kremenaste spongijske spikule. V konodontnih vzorcih so še različni vejnati konodonti, ribji zobci in ribje luske. Ribje zobce najdemo tudi v spodnjetriasnih apnencih. V spodnjetriasnih laporjih in apnencih so pogoste zapolnitve anelidnih rovov, med njimi *Rhizocorallium striatum* Kühn.

Opis pomembnejših amonitov

Ordo Ceratitida Hyatt, 1884
Superfamilia Ceratitaceae Mojsisovics, 1879
Familia Ceratitidae Mojsisovics, 1879
Genus *Kellnerites* Arthaber, 1912

Kellnerites cf. *bosniensis* (Hauer, 1887)
Tab. 3, sl. 1-3

cf. 1993 *Kellnerites bosniensis* Hauer, - B r a c k & R i e b e r, str. 469-470, tab. 5, sl. 7-10, sl. 13-14 in tab. 6, sl. 10-11.

Ves material, ki pripada ostankom amonitov rodu *Kellnerites*, je iz plasti rdečerjavega kalkarenita. Primerki niso dobro ohranjeni, vendar so pri vseh vidne značilnosti, ki jih uvrščajo v ta rod. Hišice so involutne, zadnji zavoj prekriva tretjino starejšega. Prečni prerez zavoja ima pri vseh skoraj pravokotno obliko z zaobljenimi vogali. Osrednji greben na ventralni strani je pri nekaterih višji in ožji, pri drugih spet nižji in širši. Take razlike kažejo tudi primerki iz Lombardije in Dolomitov (B r a c k & R i e b e r, 1993). Suturna linija je ceratitna s tremi lateralnimi lobusi. Hišice so okrašene z značilnimi radialnimi rebri, na katerih so trnasti oziroma bradavičasti izrastki. Štiri primerke sem po značilnostih določil kot *Kellnerites* cf. *bosniensis* (tab. 3, sl. 1-3), en primerek pa ni določen in je označen kot *Kellnerites* sp. (tab. 3, sl. 4). Tako določitev je potrdil tudi prof. Hans Rieber iz Züricha.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Cona reitzi/Kellnerites.

Genus *Lardaroceras* Balini, 1992

Lardaroceras pseudohungaricum Balini, 1992
Tab. 3 , sl. 5

1992 *Lardaroceras pseudohungaricum* sp. n., - B a l i n i, str. 3-28, tab. 2, sl. 1-2 in tab. 3, sl. 1-2.

M a t e r i a l: Dva fragmenta z dobro ohranjeno ornamentacijo; vsak fragment obsega približno tretjino zavoja. Pripadata različnima osebkoma.

O p i s: Hišica je involutna, manjši zavoj prekriva dobro polovico starejšega. Lobna črta je ceratitna in ustreza tisti s primerkov v Val Camonica (B a l i n i, 1992). Na ven-

tralni strani zavoja poteka nizek, zaobljen greben. Lateralni del krasijo rahli, sinusoidni grebeni s tremi vrstami bradavičastih izrastkov. Prva vrsta izrastkov je na prevoju v umbilikalni del, druga je približno na tretjini višine zavoja in tretja na robu med lateralnim in ventralnim delom. Število grebenov in lateroventralnih bradavic je večje od števila umbilikalnih in lateralnih bradavic. V prerezu ima zavoj subtrapezoidno obliko.

P r i m e r j a v a: Pri manjšem primerku je razmerje med višino in širino zavoja 1,45, pri večjem pa 1,66. Osebki iz Val Camonica imajo to razmerje med 1,67 in 1,81. Pri vseh se kaže hitrejša rast v višino kot v širino zavoja, zato so pri manjših osebkih v Hrastenicah tudi razmerja manjša. V vseh drugih lastnostih se ujemajo s primerki iz Val Camonica.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Zgornji del cone *trinodosus* in spodnji del cone *reitzi/Kellnerites*.

G e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Doslej je vrsta poznana le v Južnotirolskih Dolomitih (Val Camonica, Giudicaria, Pertica, Bagolino), novo najdišče je v Polhograjskem hribovju (Hrastenice).

Superfamilia Arcestaceae Mojsisovics, 1875
Familia Arcestidae Mojsisovics, 1875
Genus *Arcestes* Suess, 1865

Arcestes sp.
Tab. 5, sl. 4

Slabo ohranjena polovica jedra iz rdečega gomoljastega apnenca kaže, da je imela hišica obliko rahlo stisnjene krogle in je bila močno involutna. Lupina je bila gladka, le na delu fragmenta je viden radialen zažetek. Umbilicus ni ohranjen in tudi lobna linija ni vidna. Oblika hišice še najbolj kaže na pripadnost rodu *Arcestes*. Tudi rod *Joannites* ima gladko involutno lupino z zažetki, vendar je pri njem hišica bočno bolj stisnjena.

Superfamilia Ptychitaceae Mojsisovics, 1882
Familia Ptychitidae Mojsisovics, 1882
Genus *Flexoptychites* Spath, 1951

Flexoptychites flexuosus (Mojsisovics, 1865)
Tab. 4, sl. 1-5

1882 *Ptychites flexuosus* Mojsisovics - M o j s i s o v i c s, str. 261, tab. 63, sl. 2-8.
1988 *Flexoptychites flexuosus* Mojsisovics - P r l j & M u d r e n o v i ć, str. 19, tab. 5, sl. 2 a-d.

M a t e r i a l: Tri dobro ohranjena kamena jedra, dve tektonsko stisnjeni jedri in večje število fragmentov. Pri vseh je vidna lobna linija, oblika zavoja in ornamentacija. Primerki so iz iste plasti kot *Kellnerites* in *Lardaroceras*. V rdečem gomoljastem apnencu je najden en sam slabo ohranjen primerek, na katerem se vidi lobna linija.

O p i s: Primerki imajo bočno stisnjeno hišico z razmeroma majhnim lijakastim

popkom. Lateralno stran krasijo nizki, srpasto zaviti grebeni, ki so proti ventralnemu delu obrnjeni v smeri ustja. Suturna linija je amonitna. Življenjska kamrica obsega dobro polovico zadnjega zavoja. Na odtisu zunanje strani lupine so vidne srpaste prirastnice.

D	H	W	U
-	49	23	-
79	41	20	8
-	37	20	-
64	35	20	8
48	26	15	7
44	24	15	7

D - višina hišice - diameter
H - višina zadnjega zavoja - whorl height
W - širina zadnjega zavoja - whorl width
U - širina popka - umbilical width

P r i m e r j a v a: Lobne linije so si pri vrstah *Flexoptychites flexuosus* in *F. studeri* zelo podobne, vendar je ornamentacija značilna za *F. flexuosus*. Oblika prečnega preseka zavoja je nekako med *F. flexuosus* in *F. acutus*, vendar kažejo suturna linija (predvsem lega ventralnega lobusa) in dimenzije na pripadnost *F. flexuosus*.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Starejši avtorji omenjajo vrsto v plasteh s *Paraceratites trinodosus*, vendar bo treba z novejšimi delitvami ilirske podstopnje njeno razširjenost znova preučiti. Na novem najdišču se vrsta pojavlja skupaj z rodovoma *Kellnerites* in *Lardaroceras*.

G e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Alpe, Dinaridi, Timor.

Flexoptychites acutus (Mojsisovics, 1882)
Tab. 5, sl. 1

1882 *Ptychites acutus* Mojsisovics - M o j s i s o v i c s, str. 263, tab.64, sl. 4a, b.
1988 *Flexoptychites acutus* Mojsisovics - P r l j & M u d r e n o v i ć, str. 20, tab. 4, sl. 4 a-d, tab. 5, sl. 1 a-d.

M a t e r i a l: Relativno dobro ohranjeno jedro, na eni strani delno korodirano.

O p i s: Rebra na lateralni strani se proti ventralnemu delu ukrivljajo v smeri ustja. Hišica je bočno stisnjena, ventralni del je žožen. Suturna linija je amonitna. Višina hišice je 68 mm, zadnji zavoj je visok 37 mm in širok 18 mm, popek meri v premeru 7mm.

P r i m e r j a v a: Od vrste *F. flexuosus* se razlikuje po dimenzijah in obliki prečnega preseka zavoja. Radialna rebra niso ukrivljena kot pri vrsti *F. flexuosus*.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Enako kot za *F. flexuosus*.

G e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Alpe, Dinaridi.

Flexoptychites sp.
Tab. 5, sl. 2

M a t e r i a l: Dobra polovica hišice, ki obsega življenjsko kamrico in zadnjo suturo.

O p i s: Hišica je bočno stisnjena, na lateralni strani ima radialne srpaste grebene, sicer pa je gladka. Suturna linija je amonitna. Po sredini ventralnega dela poteka izrazit oster greben. Popek je samo delno ohranjen in zavzema približno desetino premera celotne hišice. Hišica je visoka 87 mm, zadnji zavoj meri v višino 45 mm in v širino 25 mm.

D i s k u s i j a: Oblika hišice, ornamentacija, dimenzije in suturna linija kažejo na pripadnost rodu Flexoptychites. Ker v dostopni literaturi nisem našel vrste z ostrim osrednjim grebenom na ventralni strani, je za zdaj določen samo rod. Ni izključeno, da gre za novo vrsto.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Primerek je iz rdečega gomoljastega apnenca na bazi pisanih ilirskih plasti, verjetno iz cone trinodosus.

Superfamilia Pinacocerataceae Mojsisovics, 1879
Familia Gymnitidae Waagen, 1895
Genus *Gymnites* Mojsisovics, 1882

Gymnites incultus (Beyrich, 1867)
Tab. 5, sl. 3

1882 *Gymnites incultus* Beyrich - M o j s i s o v i c s, str. 233, tab. 54, sl. 1-3.

M a t e r i a l: En primerek še na kamnini, pri katerem je v celoti izlužena bočna stran lupine s popkom in suturno linijo.

O p i s: Primerek je tektonsko deformiran, tako da je dobil elipsasto obliko. Dimenzije so izmerjene v smeri najmanjših deformacij. Življenjska kamrica in del mlajših zavojev so bili odlomljeni že med sedimentacijo, popek je naravno prepariran. Mlajši zavoj prekriva slabo polovico prejšnjega zavoja. Suturna linija je odlično ohranjena in kaže največjo podobnost z vrsto *G. incultus,* kakor jo opisuje Mojsisovics. Hišica je gladka, le pri osvetlitvi pod kotom daje slutiti rahlo nagubanost. Višina hišice je 79 mm, višina zadnjega zavoja je 30 mm. Popek meri v premeru 27 mm.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Zgornji ilir, doslej so ga uvrščali v cono *Paraceratites trinodosus,* v Hrastenicah je najden v kamninah cone *trinodosus* in cone *reitzi/Kellnerites.*

G e o g r a f s k a r a z š i r j e n o s t: Alpe, Dinaridi, Himalaja, Grönlandija.

Subordo Phylloceratina Arkel, 1950
Superfamilia Phylloceratacea Zittel, 1884
Familia Ussuritidae Hyatt, 1900
Genus *Monophyllites* Mojsisovics, 1879

Monophyllites sphaerophyllus (Hauer, 1851)

1882 *Monophyllites sphaerophyllus* Hauer - M o j s i s o v i c s, str. 206, tab. 79, sl. 1-3.

M a t e r i a l: Majhen, tektonsko deformiran primerek, pri katerem so ohranjeni le najstarejši zavoji.

O p i s: Kljub slabi ohranjenosti hišice so vidne glavne vrstne značilnosti. Popek je

relativno širok, mlajši zavoj prekriva približno tretjino starejšega. Lupina je zaobljena in brez gub ali izrastkov. Suturna linija je enaka kakor pri Mojsisovicsevih primerkih.

Stratigrafska razširjenost: Srednji anizij do karnij.

Geografska razširjenost: Kozmopolitska vrsta.

Primerjave s sorodnimi razvoji

Deli slovenskega ozemlja, ki so bili v srednjem aniziju še plitvomorski, se pričnejo v zgornjem aniziju pogrezati. Po mnenju nekaterih avtorjev so se deli ozemlja pogreznili, drugi deli pa so ostali plitvi ali se celo dvignili. Vsekakor velja, da se je ozemlje današnjih Polhograjskih hribov, Šmarne gore in okolice Trzina poglobilo v ilirski podstopnji, prav tako tudi v okolici Bučke na Dolenjskem. Na ozemlju južnih Karavank je v tem času nastopila pelagična sedimentacija. Sedimentacija se je hitro spreminjala tako lateralno kakor vertikalno. Premru (1964) navaja na ozemlju med Polhovim Gradcem in Knapovžami vsaj 11 najdišč s kamninami te starosti, ki pa jih uvršča v spodnji ladinij. Na vseh najdiščih so plasti omejene s prelomi ali pa so mlajše plasti erodirane. Zaporedja kamnin kažejo na vseh izdankih precejšnjo raznolikost in jih težko primerjamo med seboj. Nasploh veljajo naslednje skupne značilnosti, ki jih podaja Ramovš (1967). V spodnjem delu so rdečkasti ali sivi, redkeje črni apnenci ali dolomiti. Ponekod je v spodnjem delu tudi rdečkast apnenčev konglomerat. Navzgor jih zamenjujeta rdeči ali rjavkasti, deloma masivni, deloma plastnati apnenec in dolomit. V njih so pole ali gomolji roženca in jaspisne žilice. V vrhnjem delu se med plasti lahko vključijo rdečkasti apnenčevi konglomerati. Plasti lahko dosežejo debelino 110 m. V zgornjem delu so rdečkasti apnenci, med katerimi se lahko pojavlja plast tufitnega apnenca. V teh plasteh je Premru našel amonita *Ptychites angustoumbilicatus*, s katerim dokazuje, da so omenjene plasti ekvivalent buchensteinskih plasti spodnjega ladinija. V omenjenih plasteh je veliko mikrofosilov, predvsem radiolarijev. Kljub veliki podobnosti s plastmi v kamnolomu, ki vsebujejo amonitno favno, bi le težko trdili, da so nastajale vzporedno, saj so le-te odložene v spodnjem delu, medtem ko jih je Premru našel v vrhnjem delu. Težko je verjeti, da bi se v tako kratki razdalji odložilo na eni strani en meter, na drugi pa skoraj 100 m sedimenta. Vendar pa bo treba odnose med kamninami na posameznih najdiščih dodobra preučiti, da jih bomo lahko primerjali med seboj.

Na južnem pobočju Šmarne gore omenja Ramovš (1967) sive laporje, temnosive apnence, sive detritične apnence in opečnato rdeče ploščaste apnence z roženci, vključene v rdeče laporje in sive detritične apnence. Sivi in rdeči apnenci vsebujejo juvenilne amonite, radiolarije, pelagične školjkice, ostrakode in ostanke iglokožcev. V teh plasteh je najdena tudi foraminifera *Meandrospira dinarica*. Ramovš in Goričan (1995) opisujeta radiolarijsko in konodontno favno iz profila rdečih apnencev z roženci. Na podlagi fosilne mikrofavne uvrščata apnence v zgornji del cone trinodosus, oziroma v spodnji del cone *reitzi/Kellnerites*. Med stratigrafsko pomembnimi radiolariji omenjata tudi vrsti *Hindeosphaera spinulosa* in *Hozmadia rotunda*, ki sem ju našel v rdečem gomoljastem apnencu v Hrastenicah. Med konodonti se tako na Šmarni gori kakor v Hrastenicah pojavljajo vrste *Neogondolella constricta, N. cornuta, Paragondolella excelsa* in *P. praealpina*. Vse to nam kaže, da lahko oba profila uvrstimo v isto časovno obdobje.

Pri Trzinu je manjši izdanek ilirskih plasti, ki so bile ob narivanju tektonsko izrinjene. V rožnatem apnencu je M r a v l j a (1993) našel amonite, verjetno iz rodu *Flexoptychites*. Konodontna favna v teh apnencih je enaka kakor v najdišču pri Hrastenicah. Nad rožnatim apnencem je sivi apnenec in vijolično sivi ehinodermski apnenec. To zaporedje kaže podobnost z razvojem v Hrastenicah, vendar so tudi tu plasti tektonsko omejene, tako da jih večji del manjka.

Ilirske plasti so znane tudi v Selih pri Bučki (K ů h n & R a m o v š, 1965). Tam rdeči apnenci s peščenoglinenimi vložki postopno prehajajo v sive apnence. Ilirske plasti gradijo majhno sinklinalo med dolomitom. V rdečih apnencih je najdena bogata cefalopodna favna z vrstami *Ptychites domatus, P. eusomus, Sturia sansovinii, Parapinacoceras aspidoides, P. damesi, Gymnites falcatus* in *Atractites boeckhi*. V plasteh pri Hrastenicah nisem našel nobene od naštetih vrst, skupni pa so rodovi *Ptychites, Gymnites* in *Atractites*. V apnencu iz Sel pri Bučki so najdeni tudi konodontni elementi vrst *Gladigondolella tethydis, Neogondolella excelsa* in *N. constricta* (K o l a r - J u r k o v š e k, 1983).

Podobne plasti ilirske starosti so omenjane tudi pri Idrskih Krnicah. V njih so bili najdeni zgornjeanizijski konodonti, nedoločljivi amoniti (K o l a r - J u r k o v š e k, 1983) in radiolariji (G o r i č a n & B u s e r, 1990).

Pomembna je primerjava z razvojem v Dolomitih in Lombardiji, po katerem je narejena najnovejša razdelitev zgornjega anizija in ladinija ter postavljena nova meja med njima na podlagi vodilnih amonitov (B r a c k & R i e b e r, 1993). Predvsem pa je za nas pomembna kronostratigrafska omejitev posameznih rodov in družin. Temelj za novo razdelitev po amonitnih conah je razvoj plasti pri Bagolinu (NE od Brescie), kjer so našli največ pomembnih vrst amonitov. Plasti so razvite neprekinjeno od srednjega anizija do zgornjega ladinija, kar je precej redko na prostoru nekdanje zahodne Tetide. Na tej osnovi so narejene primerjave z razvojem v Dolomitih, Lombardiji in južni Švici. Zgornji anizij je razdeljen na tri amonitne cone: *trinodosus, reitzi/Kellnerites* in *Nevadites*. Ladinijska podstopnja se začne s pojavom *Eoprotrachyceras curionii*, kakor *curionii* cona. Meja je torej postavljena na podlagi amonitov in ne več litološko s pojavom buchensteinskih plasti. Med Lombardijo in Dolomiti so nad "Prezzo apnenci" tako imenovane "prehodne plasti", ki jim sledijo buchensteinske plasti. V prehodnih plasteh, ki so uvrščene v cono *reitzi/Kellnerites*, so najdeni amoniti *Kellnerites, Reitziites, Lardaroceras, Hungarites, Parakellnerites, Langobardites, Norites*, skupaj s *ptychitidae* (avtorja ne omenjata rodov oziroma vrst) in *Michelinoceras*. Rod *Kellnerites* se pojavlja v spodnji polovici cone *reitzi/Kellnerites*, rod *Lardaroceras* pa v zgornjem delu cone *trinodosus* in v spodnjem delu cone *reitzi/Kellnerites*. Po amonitih *Kellnerites* in *Lardaroceras* v Hrastenicah lahko torej uvrstimo plasti, v katerih so najdeni, v spodnji del cone *reitzi/Kellnerites*. Rdeče gomoljaste apnence lahko potemtakem uvrstimo v cono *trinodosus*. Omeniti velja, da se amoniti iz družine ptychitidae v Dolomitih in Lombardiji pojavljajo v vseh treh amonitnih conah zgornjega anizija in jih v mlajših kamninah ne dobimo več.

Sklepi

V hrasteniškem kamnolomu sem ugotovil spodnjetriasne plasti v dveh horizontih južnotirolskega podrobno preučenega razvoja. Najstarejši dokazani horizont je gastropodno-oolitni člen, ki je v tektonskem stiku z mlajšimi plastmi člena Cencenighe. Campilskega člena in člena Val Badia nisem ugotovil, pa tudi prisotnost člena S. Lu-

cano ni dokazana. Prisotnost foraminifere vrste *Meandrospira dinarica* v spodnjih plasteh dolomita kaže na njegovo spodnjeanizijsko starost. Na podlagi amonitov *Kellnerites* in *Lardaroceras* uvrščam del pisanih plasti nad dolomitom v cono *reitzi/Kellnerites* ilirske podstopnje. Ker se rod *Lardaroceras* pojavlja v zgornjem delu cone *trinodosus* in spodnjem delu cone *reitzi/Kellnerites,* sem gomoljaste apnence nad dolomitom uvrstil v cono *trinodosus.* Konodontni element *Paragondolella praealpina* nam dokazuje, da je tudi zadnja plast apnenca pod konglomeratom še ilirske starosti. Najmlajše plasti, ki sem jih preučeval, lahko po ostankih apnenčevih alg *Teutloporella triasina, T.* ? *triasina, T.* ? *tabulata* in ? *Oligoporella* sp. uvrstimo v zgornji anizij, ni pa izključena tudi ladinijska starost. Zaradi slabe ohranjenosti alg bo potrebnih za njihovo točno določitev več zbruskov. Zato pa je pod vprašajem tudi starost konglomerata pod apnencem z algami. Zaporedja kamnin kažejo na večja tektonska premikanja v zgornjem aniziju, ki so povzročila neenakomerno pogrezanje morskega dna in plazenje sedimentov po nastalih pobočjih. Občasno se kaže umirjanje razmer, ko se useda karbonatni mulj. Proti koncu zgornjega anizija se ozemlje hitro dviguje in pride do zasipavanja globljega dela z gruščem. Po umiritvi tektonskega delovanja se na tem mestu prične mirna plitvomorska sedimentacija, ki verjetno sega še v spodnji ladinij. Za rekonstrukcijo tedanjih razmer bo treba napraviti natančnejšo primerjavo z enako starimi kamninami v širši okolici.

Scythian and Anisian beds in the quarry near Hrastenice and important finds of Upper Anisian fossils

Summary

West of Ljubljana extends the hilly region of Polhograjski Dolomiti. In the quarry near the village Hrastenice along the road from Ljubljana to Polhov Gradec the author found a rich fossil fauna. On the base of fossils the Lower and Middle Triassic were established. Especially important are the Upper Anisian beds in which several ammonoids, conodonts and radiolarians were found. Ammonoids are similar to those from Lombardy and Dolomites (B r a c k & R i e b e r, 1993). In the lower part of the quarry light sandy dolomite, sandy siltstones, sandstones, marls and oolitic limestones with little gastropods occur. These rocks are attributed to Nammalian stage of Lower Triassic. Near these rocks dark grey marls and limestones are situated. Contact between them is tectonic. In limestones the gastropods *Natiria costata* are often found. In one of the beds the foraminifer *Meandrospira pusilla* was found, a guide fossil in Lower Triassic. The Lower/Middle Triassic boundary is lithologic. Light grey dolomite above marly limestones is attributed to Lower Anisian. The foraminifer *Meandrospira dinarica,* a guide fossil in Anisian, was found by the author in stromatolitic dolomite. In the upper part of the quarry red nodular limestone overlies the dolomite. It contains poorly preserved ammonoids *(Proarcestes, Gymnites* and *Ptychites),* conodonts *(Neogondolella constricta, N. cornuta, N. transita, Paragondolella excelsa),* radiolarians *(Astrocentrus* sp., *Eptingium* sp., *Hexacontium* sp., *Pentactinocarpus* sp., *Stauracontium* sp., *Pseudostylosphaera longispinosa, P. coccostyla, Hindeosphaera spinulosa* and *Hozmadia* (?) *rotunda),* spicules and holothurian sclerites *(Theelia planorbicula).* Above red nodular limestone lies grey limestone with crinoids and rare ammonoids *(Kellnerites* and *Ptychites).* In reddish brown calcarenites rich am-

monoid fauna was found. Based on ammonoid species *Kellnerites bosniensis* and *Lardaroceras pseudohungaricum*, the age of calcarenites and probably of grey limestone is Upper Anisian, the lower part of *Reitzi/Kellnerites* Zone, and the age of reddish nodular limestone is *Trinodosus* Zone. In calcarenite ammonoids of species *Flexoptychites flexuosus* occur frequently, while specimens of *Michelinoceras* are rare and only one specimen of *Gymnites incultus* and another of *Monophyllites sphaerophyllus* were found. Crinoid fragments can be also found in calcarenites and in hard grey biomicrite above them. In the upper part reddish brown calcarenites, calcilutites, siltstones and marls alternate with grey micrites. In micrite radiolarians, spicules and conodonts are very numerous. The radiolarian assemblage contains *Astrocentrus* sp., *Spongopallium* sp., *Triassistephanidium* sp., *Stauracontium* (?) *granulosum*, *Stauracontium* (?) *trispinosum*, *Tetraspongodiscus nazarovi*, *Pentaspongodiscus anisicus*, and *Paroertlispongus rarispinosus*. The conodont species are the same as those in reddish nodular limestone. Another conodont species *Paragondolella praealpina* was found in the layer next to limestone. This species was found for the first time on Šmarna gora, about 10 km east of Hrastenice (R a m o v š & G o r i č a n, 1995). Above these coloured layers occur a few meters of conglomerate which contains fragments of above-mentioned rocks. In grey limestone above the conglomerate recrystallizated dasycladacean algae including species *Teutloporella triasina*, *T.* ? *triasina*, *T.* ? *tabulata*, ? *Oligoporella* sp. were found. The age of genus *Oligoporella* is Anisian.

Systematic description of ammonoids

Ordo Ceratitida Hyatt, 1884
Superfamilia Ceratitaceae Mojsisovics, 1879
Familia Ceratitidae Mojsisovics, 1879
Genus *Kellnerites* Arthaber, 1912

Kellnerites cf. *bosniensis* (Hauer, 1887)
Pl.3, Figs.1-3

cf. 1993 *Kellnerites bosniensis* Hauer - B r a c k & R i e b e r, 469-470, pl. 5, figs. 7-10, figs. 13-14 and pl. 6, figs. 10-11.

All material belonging to ammonoid genus *Kellnerites* was found in reddish brown calcarenite. Specimens are not well preserved, but in all characteristic features are evident. The whorl section of this involute ammonoid is rounded, subrectangular. The median keel changes its shape like specimens from Lombardy and Dolomites (B r a c k & R i e b e r, 1993). The suture line is ceratitic and shows three lateral lobes. The last whorl shows 4 rows of nodes. The marginal nodes are most prominent. Four specimens belong to *Kellnerites* cf. *bosniensis* (pl. 3, figs. 1-3), one is not determined and is mentioned as *Kellnerites* sp. (pl. 3, fig. 4).

A g e: *Reitzi/Kellnerites* Zone.

Genus *Lardaroceras* Balini, 1992

Lardaroceras pseudohungaricum Balini, 1992
Pl. 3 , Fig. 5

1992 *Lardaroceras pseudohungaricum* sp. n. - B a l i n i, 3-28, pl. 2, figs. 1-2 and pl. 3, figs. 1-2.

M a t e r i a l: Two fragments with well preserved ornamentation.

D e s c r i p t i o n: Involute, suture line is ceratitic and identical to specimens from Val Camonica (B a l i n i, 1992). On the ventral side of whorl is the rounded keel. Ornamentation on the lateral side is made of sinuous radial ribs and three rows of nodes (umbilical, lateral on 1/3 of height of the side, lateroventral). The number of ribs, of ventral and lateroventral nodes is a little greater than that of the umbilical nodes. The whorl section is subtrapezoidal.

A g e: Upper *Trinodosus* Zone and Lower *Reitzi/Kellnerites* Zone.

O c c u r r e n c e: Until now known only from Prezzo Limestone in the Camonica Valley and Giudicarie (Italy); new locality at Hrastenice (Slovenia).

Superfamilia Arcestaceae Mojsisovics, 1875
Familia Arcestidae Mojsisovics, 1875
Genus *Arcestes* Suess, 1865

Arcestes sp.
Pl. 5, Fig. 4

Very poorly preserved half of specimen from red nodular limestone. Involute, subglobular, whorl very smooth, umbilicus is not preserved, suture line not seen.

Superfamilia Ptychitaceae Mojsisovics, 1882
Familia Ptychitidae Mojsisovics, 1882
Genus *Flexoptychites* Spath, 1951

Flexoptychites flexuosus (Mojsisovics, 1865)
Pl. 4, Figs. 1-5

1882 *Ptychites flexuosus* Mojsisovics - M o j s i s o v i c s, p. 261, pl. 63, figs. 2-8.
1988 *Flexoptychites flexuosus* Mojsisovics - P r l j & M u d r e n o v i ć, p. 19, pl. 5, figs. 2 a-d.

M a t e r i a l: Three well preserved specimens, two compressed internal moulds and several fragments. Suture lines and ornamentation are preserved in all specimens. Only one specimen was found in red nodular limestone, the others were found in calcarenite with *Kellnerites* and *Lardaroceras*.

D e s c r i p t i o n: Highly compressed ammonites with relatively small umbilicus. On the lateral sides they have flexuous ribs. Suture line is ammonitic. Body chamber includes about half of the last whorl.

A g e: In earlier literature species is reported from the *Trinodosus* Zone, but because of new biostratigraphical zonation its stratigraphical frame is open. In new locality near Hrastenice *F. flexuosus* occurs in beds with *Kellnerites* and *Lardaroceras*, thus its age is *Reitzi/Kellnerites* Zone.

O c c u r r e n c e: Alps, Dinarides, Timor.

Flexoptychites acutus (Mojsisovics, 1882)
Pl. 5, Fig. 1

1882 *Ptychites acutus* Mojsisovics - M o j s i s o v i c s, p. 263, pl. 64, figs. 4a, b.
1988 *Flexoptychites acutus* Mojsisovics - P r l j & M u d r e n o v i ć, p. 20, pl. 4, figs. 4 a-d, pl. 5, figs. 1 a-d.

M a t e r i a l: Relatively well preserved internal mould.

C o m p a r i s o n: Specimen differentiate from *F. flexuosus* in size and shape of the whorl. Radial ribs are not flexuous as in *F. flexuosus*.

A g e: Look at *F. flexuosus*.

O c c u r r e n c e: Alps, Dinarides.

Flexoptychites sp.
Pl.5, Fig. 2

M a t e r i a l: Body chamber with last suture line.

D e s c r i p t i o n: Compressed, on lateral side radial flexuous ribs. Suture line is ammonitic. On ventral side occurs prominent sharp median keel. Ammonite is very involute with small umbilicus.

A g e: Red nodular limestone, probably *Trinodosus* Zone.

Superfamilia Pinacocerataceae Mojsisovics, 1879
Familia Gymnitidae Waagen, 1895
Genus *Gymnites* Mojsisovics, 1882

Gymnites incultus (Beyrich, 1867)
Pl. 5, Fig. 3

1882 *Gymnites incultus* Beyrich - M o j s i s o v i c s, p. 233, pl. 54, figs. 1-3.

M a t e r i a l: One specimen in rock shows its left side, the other side is not seen. Suture lines and umbilicus are well preserved.

D e s c r i p t i o n: Specimen is compressed and resembles an ellipsoid. Dimensions are measured in directions of smallest deformations. Body chamber is missing. The oldest whorl is covered to half by the youngest one. Well preserved suture lines are identical to species *G. incultus* as described by M o j s i s o v i c s. The height of specimen is 79 mm, the height of the last whorl is 30 mm and the umbilical diameter is 27 mm.

A g e: *Trinodosus* Zone, *Reitzi/Kellnerites* Zone.

Occurrence: Alps, Dinarides, Himalaya, Grönland.

Subordo Phylloceratina Arkel, 1950
Superfamilia Phylloceratáceae Zittel, 1884
Familia Ussuritidae Hyatt, 1900
Genus *Monophyllites* Mojsisovics, 1879

Monophyllites sphaerophyllus (Hauer, 1851)

1882 *Monophyllites sphaerophyllus* (Hauer) - Mojsisovics, p. 206, pl. 79, figs. 1-3.

Material: Small specimen without body chamber and youngest whorls.
Description: Relative wide umbilicus, rounded whorl, smooth, suture lines are identical to those of Mojsisovics' specimens.
Age: Middle Anisian to Carnian.
Occurrence: Cosmopolitic.

Literatura

Balini, M. 1992: *Lardaroceras* gen. n., a new Late Anisian ammonoid genus from the Prezzo Limestone (Southern Alps). - Riv. Ital. Paleont. *98*, 3-28, Milano.

Brack, P. & Rieber, H. 1993: Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. - Eclogae geol. Helv. *86*, 415-527, Basel.

Broglio Loriga, C., Neri, C. & Posenato, R. 1986a: The Lower Triassic of the Dolomites and Cadore. - Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys, 29-34, Brescia.

Broglio Loriga, C., Neri, C. & Posenato, R. 1986b: The Werfen formation (Lower Triassic) in the Costabella Mt., Uomo section. - Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys, 128-145, Brescia.

Goričan, Š. & Buser, S. 1990: Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). - Geologija *31, 32* (1988/89), 133-197, Ljubljana.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974: Osnovna geološka karta 1:100 000, list Kranj. - Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976: Tolmač lista Kranj. - Osnovna geološka karta 1:100000, Zvezni geološki zavod Beograd, 70 p., Beograd.

Kolar-Jurkovšek, T. 1983: Srednjetriasni konodonti Slovenije. - Rud.-met. zbor. *30*, 323-364, Ljubljana.

Kühn, O. & Ramovš, A. 1965: Zwei neue Trias- Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo Mesto. - Acta geologica *5*, 13-41, Zagreb.

Mojsisovics, E. v. 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. - Abh. geol. Reichsanst. *30*, 695 - 718, Wien.

Mravlja, J. 1993: Stratigrafski razvoj ozemlja med Trzinom, Rašico in Dobenim. - Diplomsko delo v rokopisu. Knjižnica katedre za geol. in paleont. Univerze v Ljubljani, 31 p., Ljubljana.

Premru, U. 1964: Stratigrafski razvoj in tektonska zgradba ozemlja med Polhovim Gradcem in Knapovžami. - Diplomsko delo v rokopisu. Knjižnica katedre za geol. in paleont. Univerze v Ljubljani, 60 p., Ljubljana.

Prlj, N. & Mudrenović, V. 1988: Srednjotriaski amoniti iz područja Pribudića. - Geološki vjesnik *41*, 15 - 24, Zagreb.

Ramovš, A. 1961: Geološki izleti po Ljubljanski okolici. - Mladi geolog *3*, 127-137, Mladinska knjiga, Ljubljana.

Ramovš, A. 1967: Nachweis der Schichten der Illyr-Unterstufe im Raum von Ljubljana. - Bull. sci. Yougosl., A, *12*, 250-251, Zagreb.

Ramovš, A. & Goričan, Š. 1995: Late Anisian-Early Ladinian radiolarians and conodonts from Šmarna Gora near Ljubljana. - Razprave 4. razreda SAZU *36*, 179-221, Ljubljana.

Tabla 1 - Plate 1

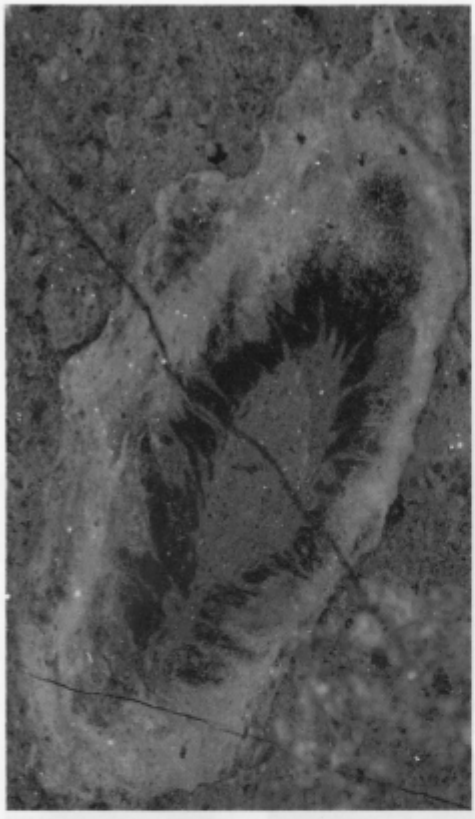
1, 2 *Teutloporella triasina* (Schauroth) Pia
Sivi apnenec v vrhnjem delu kamnoloma, zgornji ilir. × 13
Grey limestone in upper part of the quarry, late Illyrian. × 13

3, 4 *Teutloporella* ? *triasina* (Schauroth) Pia
Vrhnji del kamnoloma, zgornji ilir. × 10
Upper part of the quarry, late Illyrian. × 10

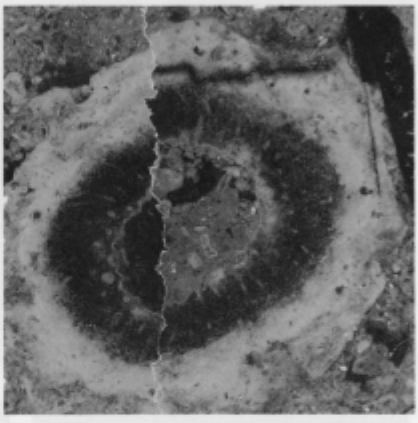
5 ? *Oligoporella* sp. (desno) in *Teutloporella* ? *triasina* (levo)
Ista kamnina kot na sliki *1*. × 10
Grey limestone in upper part of the quarry, late Illyrian. × 10

6 *Teutloporella* ? *tabulata* Pia. × 10

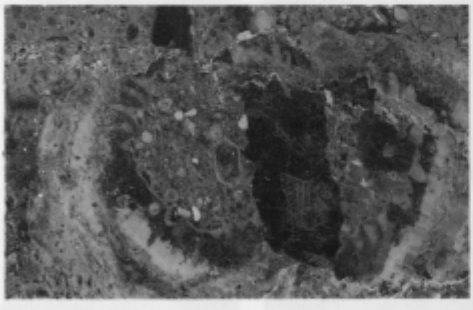
7, 8 *Teutloporella* ? *tabulata* Pia. × 7

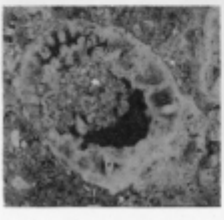

1

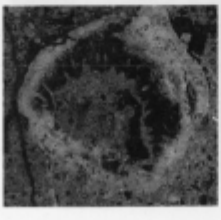
2


3

4


5


6


7

8

Tabla 2 - Plate 2

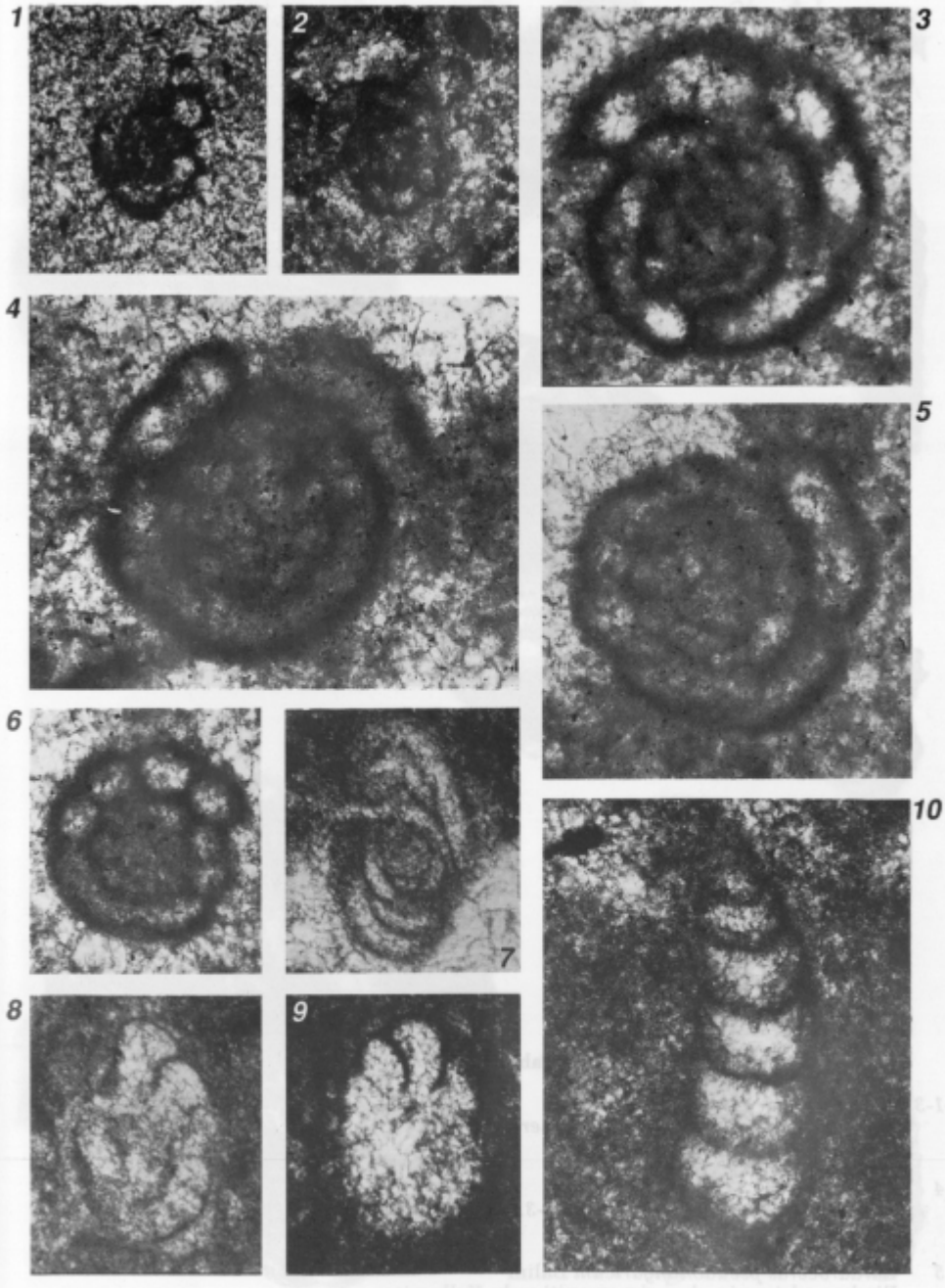
1, 2 *Meandrospira pusilla* (Ho)
Sp. trias, horizont Cencenighe, kamnolom Hrastenice. × 190
Lower Triassic, Cencenighe Member. × 190

3-6 *M. dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić
Anizijski dolomit, spodnji del kamnoloma. × 190
Anisian dolomite, lower part of the quarry. × 190

7 *Glomospirella* sp.
Anizijski dolomit, ista plast kot na slikah 3-6. × 65
Anisian dolomite, lower part of the quarry. × 65

8, 9 *Diplotremmina ? astrofimbriata* Kristan & Tollmann
Prekristaljen apnenec nad kamnolomom. × 65
Recrystallized limestone above the quarry. × 65

10 *Dentalina* sp.
Iz iste kamnine kot zgoraj. × 65
From the same rock as above. × 65


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

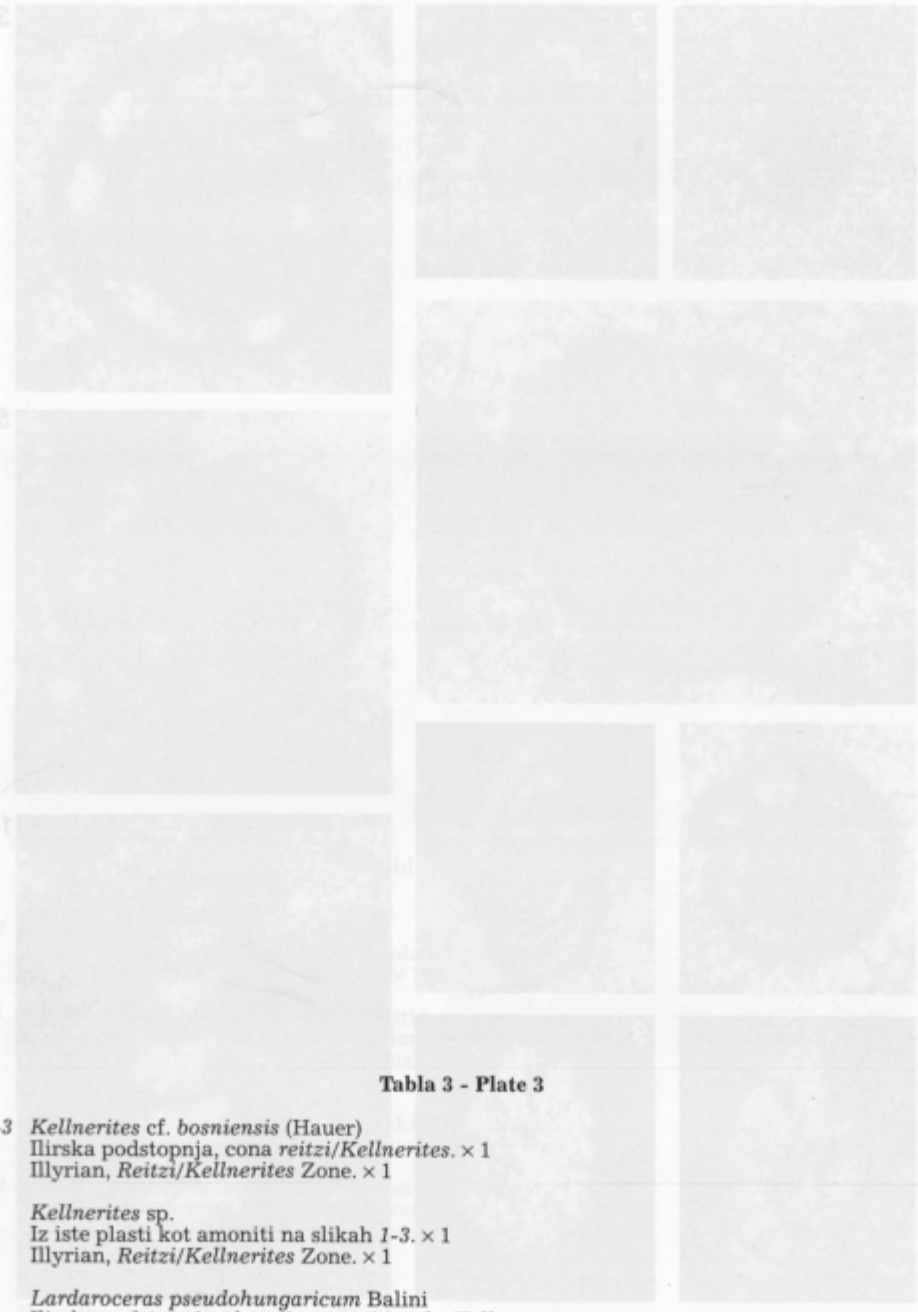


Tabla 3 - Plate 3

1-3 *Kellnerites* cf. *bosniensis* (Hauer)
Ilirska podstopnja, cona *reitzi/Kellnerites*. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

4 *Kellnerites* sp.
Iz iste plasti kot amoniti na slikah *1-3*. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

5 *Lardaroceras pseudohungaricum* Balini
Ilirska podstopnja, skupaj z amoniti rodu *Kellnerites*. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites Zone*. × 1

1
2a
2b
2c
3
5a
4a
4b
5b

Tabla 4 - Plate 4

1-5 Flexoptychites flexuosus (Mojsisovics)
Vsi amoniti so iz vijoličastega peščenega apnenca skupaj z amoniti rodu *Kellnerites*, ilirska podstopnja, cona *reitzi/Kellnerites*. × 1
All ammonites occur in pink sandy limestone with ammonites of genus *Kellnerites*, Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

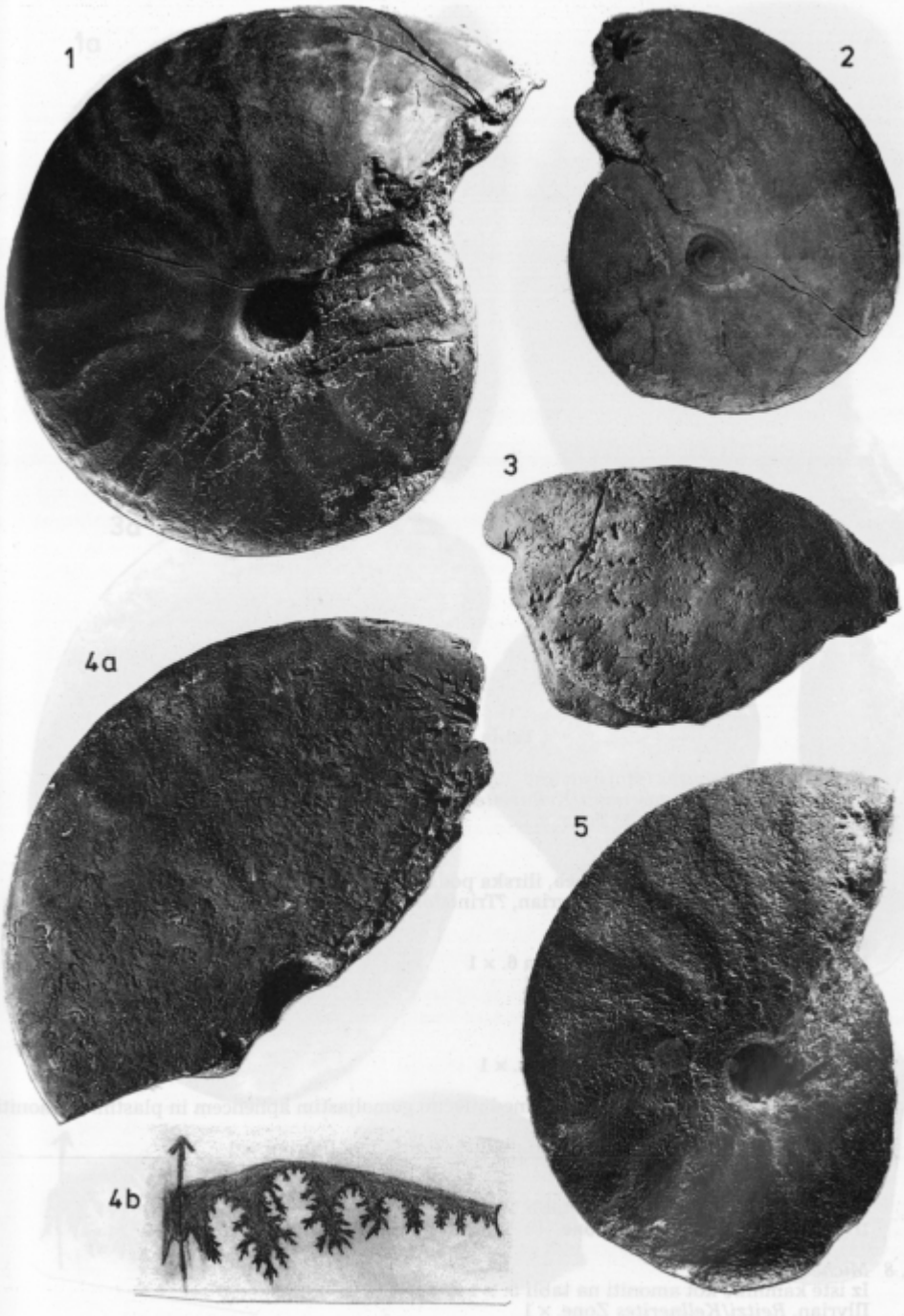

1
2
3
4a
4b
5

Tabla 5 - Plate 5

1 *Flexoptychites acutus* (Mojsisovics)
Ilirska podstopnja, cona *reitzi/Kellnerites*. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

2 *Flexoptychites* sp.
Iz rdečega gomoljastega apnenca, ilirska podstopnja, verjetno cona *trinodosus*. × 1
From red nodular limestone. Illyrian, ?Trinodosus Zone. × 1

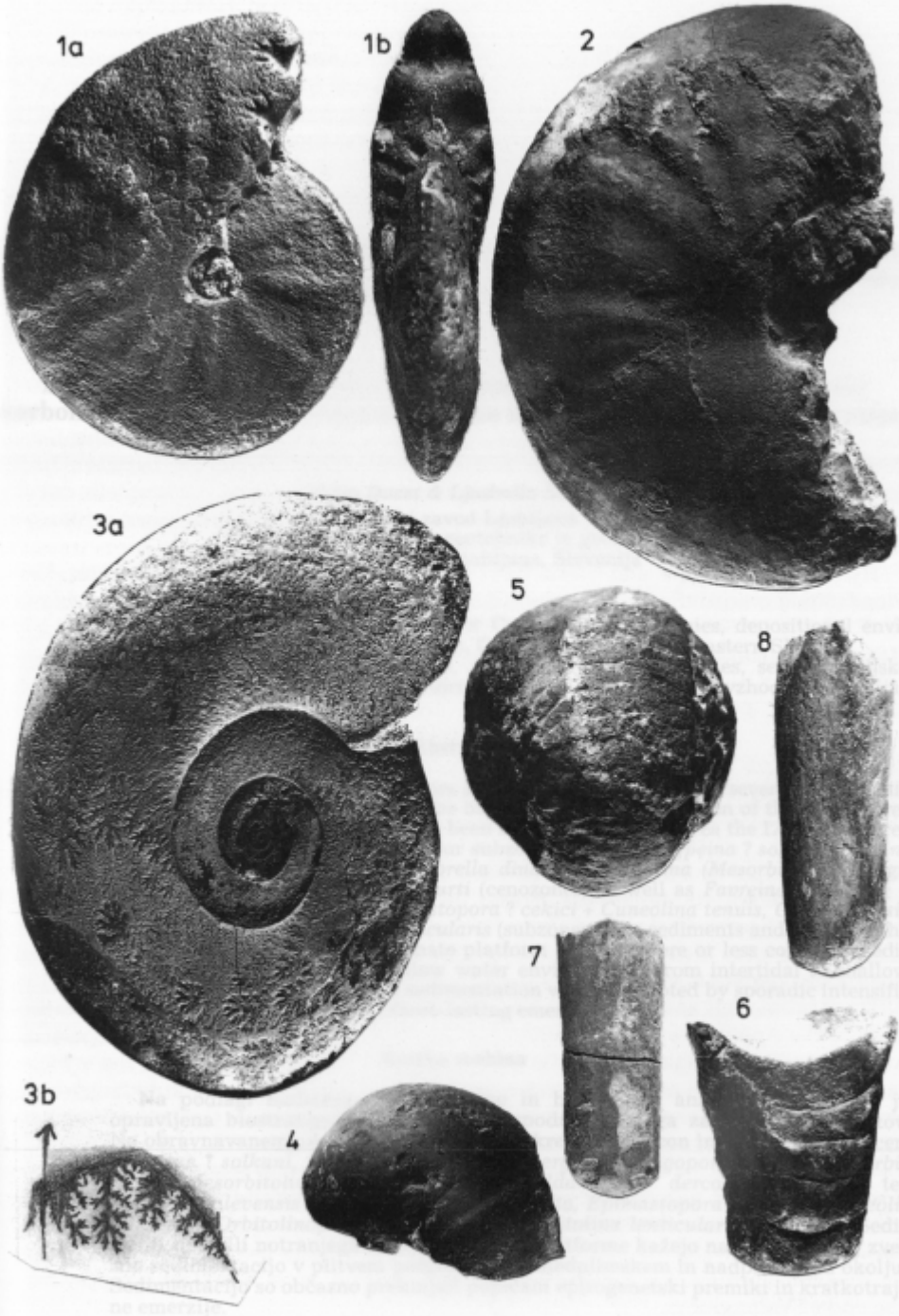
3 *Gymnites incultus* (Beyrich)
Ista plast kot amoniti na tablah 5 in 6. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

4 *Arcestes* sp. indet.
Iz iste kamnine kot na sliki 2. × 1
From red nodular limestone, Illyrian. × 1

5 Jedro navtilida iz apnenčeve plasti med rdečim gomoljastim apnencem in plastmi z amoniti rodu *Kellnerites*. × 1
Nautiloid from limestone above red nodular limestone, Illyrian. × 1

6 *Atractites* sp.
Iz iste kamnine kot amoniti na tabli 5. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1

7, 8 *Michelinoceras* sp.
Iz iste kamnine kot amoniti na tabli 5. × 1
Illyrian, *Reitzi/Kellnerites* Zone. × 1


1a
1b
2
3a
5
8
7
6
3b
4

GEOLOGIJA *40*, 153–185 (1997), Ljubljana 1998

Lower Cretaceous Shallow-Marine Sedimentation and Biota on Dinaric Carbonate Platform between Logatec, Krka and Kolpa (Southeastern Slovenia)

Spodnjekredna plitvomorska sedimentacija, favna in flora na Dinarski karbonatni platformi med Logatcem, Krko in Kolpo (južnovzhodna Slovenija)

Stevo Dozet & Ljudmila Šribar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key-words: biostratigraphy, Lower Cretaceous, microfacies, depositional environment, Dinaric carbonate platform, Outer Dinarides, southeastern Slovenia
Ključne besede: biostratigrafija, spodnja kreda, mikrofacies, sedimentacijsko okolje, Dinarska karbonatna platforma, Zunanji Dinaridi, južnovzhodna Slovenija

Abstract

On the basis of detailed biofacies and microfacies analysis of several cross-sections in the southeastern Slovenia the biostratigraphic subdivision of the Lower Cretaceous stratigraphic sequence has been made. In the study area the Lower Cretaceous involves five cenozones and four subzones, namely: *Clypeina ? solkani, Salpingoporella muehlbergii, Salpingoporella dinarica, Orbitolina (Mesorbitolina)* ex gr. *texana* and *"Valdanchella" dercourti* (cenozones) as well as *Favreina salevensis + Salpingoporella annulata, Epimastopora ? cekici + Cuneolina tenuis, Orbitolinopsis capuensis* and *Palorbitolina lenticularis* (subzones). The sediments and fossils in the inner part of the Dinaric carbonate platform point at more or less continual sedimentation, chiefly in very shallow water environments from intertidal to shallow subtidal. The continuity of the sedimentation was interrupted by sporadic intensified intertidal movements and short-lasting emersions.

Kratka vsebina

Na podlagi nadrobne mikrofacialne in biofacialne analize več profilov je opravljena biostratigrafska razčlenitev spodnjekrednega zaporedja sedimentov. Na obravnavanem ozemlju obsega spodnja kreda 5 cenocon in 4 podcone, in sicer: *Clypeina ? solkani, Salpingoporella muehlbergii, Salpingoporella dinarica, Orbitolina (Mesorbitolina)* ex gr. *texana* in *"Valdanchella" dercourti* (cenocone) ter *Favreina salevensis + Salpingoporella annulata, Epimastopora ? cekici + Cuneolina tenuis, Orbitolinopsis capuensis* in *Palorbitolina lenticularis* (podcone). Sedimenti in fosili notranjega dela karbonatne platforme kažejo na bolj ali manj zvezno sedimentacijo v plitvem podplimskem, medplimskem in nadplimskem okolju. Sedimentacijo so občasno prekinjali pojačani epirogenetski premiki in kratkotrajne emerzije.

Introduction

The study area was geologically mapped and reconnoitred for the Geologic map of Slovenia 1 : 100 000 in the years between 1965 and 1985 by P l e n i č a r et al. (1970), B u s e r (1974), as well as S a v i ć and D o z e t (1985). In the frame of the research programme "Mesozoic of Slovenia" biostratigraphic investigations of the Lower Cretaceous were performed in the Logatec area (Š r i b a r , 1979a). Detailed sedimentological investigation (S t r o h m e n g e r & D o z e t , 1991) have been carried out in the section Kompolje-Ogorelec on the Mala gora mountain and in the section Krka-Mali Korinj in Suha Krajina about 35 km SSE from Ljubljana. The second systematic regional geological investigations of the Slovene territory with a purpose to make the Geologic map of Slovenia on the scale of 1:50 000, involving detailed field mapping and accompanying systematic examinations in the Logatec and Suha Krajina area, is being carried out by Dozet and Stojanovič.

A detailed study and correlation of several geological sections and numerous useful data obtained in the field during described geological mappings have been used as a base for the description and biostratigraphic subdivision of the Lower Cretaceous stratigraphic sequence in the Slovene Karst Dinarides between Logatec, Krka and Kolpa in the Dinaric carbonate platform area. A complete development of the Lower Cretaceous comprising the Berriasian to the Upper Albian was established.

Hydrozoans, sponges and corals have been determined by Dragica Turnšek. Mario Pleničar determined the rudist macrofauna. The carbonate rocks are classified according to F o l k's (1959) practical petrographic classification of limestones and D u n h a m's (1962) classification of carbonate rocks according to depositional texture.

Important Previous Investigations

U r š i č (1933) discovered and described coral, rudist and orbitolinid limestones in the Kočevje area.

R a d o i č i ć (1960) was the first to subdivide biostratigraphically the Lower Cretaceous beds in the Outer Dinarides. On the basis of microfossil associations, especially foraminifera and algae, she ranged the beds with tintinnids into the lowermost part of the Lower Cretaceous (Infravalanginian, Valanginian). She also registered Hauterivian with *Muneiria baconica* and Barremian-Aptian with *Salpingoporella dinarica* and *Bacinella irregularis*.

F a r i n a c c i and R a d o i č i ć (1964) correlated the Jurassic and Cretaceous beds of the Apennines and the Dinarides. The comparision showed similar paleoecological conditions of the Jurassic and Lower Cretaceous sedimentation. Nevertheless, in the Dinarides the zone of aberrant tintinnins is ascribed to Valanginian, whereas the zone *Clypeina jurassica + Bankia striata* (tintinnins) in the Central Apennines is attributed to the Upper Malm.

On the basis of micropaleontological examination of the samples from Trnovski gozd T u r n š e k and B u s e r (1966) placed the boundary between the Portlandian and the Valanginian there where *Clypeina jurassica* became extinct. The abberant tintinnins appear already in the Upper Malm but are more frequent in the Valanginian. In their opinion, the aberrant tintinnins together with Nerineae disappeared at the end of Valanginian.

In the explanatory text to the map sheet of the Postojna area Pleničar et al. (1970) presented the data and results of systematic geologic mapping for the Geological map of Slovenia 1:100 000.

Buser (1974) described the general geology in the Ribnica map sheet area. He subdivided the Lower Cretaceous succession into the following mapping units: Valanginian, Hauterivian and Barremian, Valanginian and Hauterivian, Aptian, Albian and Cenomanian.

Turnšek and Buser (1974) examined and described the Lower Cretaceous Cnidaria found in several places between Osojnica, Avščck and Levpa on Banjška planota, which they dated from the Barremian to the Aptian time.

Orehek and Ogorelec (1979, 1981) correlated the microfacial and geochemical characteristics of beds of the southern carbonate platform in Slovenia. According to the literature they are within the general limits of carbonate rocks.

According to algal and foraminiferal contents of the Lower Cretaceous succession from the Logatec plateau Šribar (1979a) recognized five cenozones and one interzone. After she had studied all the aspects of the occurrences of the aberrant tintinnids she attributed the limestones with clypeinas and aberrant tintinnids to the Upper Malm.

Šribar et al. (1979) described the Lower Cretaceous sediments in the cross-section Vrhnika-Logatec. The Lower Cretaceous sedimentary rocks begin with the Berriasian stromatolitic dolomites and limestones and end with the Albian bituminous limestone.

In the area between Kočevje and Krka Pleničar and Šribar (1983) proved by microfossils and rudists the continuous Lower and Upper Cretaceous sedimentary succession. In the Lower Cretaceous stratigraphic sequence they distinguished the Berriasian *(Favreina salevensis)*, Valanginian-Hauterivian *(Clypeina ? solkani)*, Barremian (Dasycladaceae), Lower Aptian *(Palorbitolina lenticularis)*, Upper Aptian *(Salpingoporella dinarica)*, and Albian *(Cuneolina pavonia parva)*.

Savić and Dozet (1985) described the general geology of the Delnice map. They subdivided the Lower Cretaceous succession into the following mapping units: limestones and dolomites, calcareous breccias, limestones and dolomites, Barremian limestones and dolomites, Aptian limestones and Albian limestones.

On the basis of detailed and extensive investigations and by correlation of the obtained results in the wider area Dozet (1990) subdivided the Lower-Cretaceous stratigraphic sequence of the Kočevje and Gorski Kotar area in five cenozones and three subzones.

In the Kočevje and Gorski Kotar area Dozet and Šribar (1991) established and described the uninterrupted Lower Cretaceous sedimentary succession from Berriasian to the Upper Albian carbonate rocks.

Strohmenger and Dozet (1991) studied sedimentologically a complete succession of the Jurassic beds including the contacts between the Upper Triassic and the Lower Lias as well as the Upper Malm and Lower Cretaceous.

Turnšek et al. (1992) paleontologically studied the Lower Cretaceous coral, rudist and foraminiferal fauna of Slovenski vrh in the Kočevje area. The authors supposed the Lower Cretaceous coral-rudist reef development on Slovenski vrh most probably corresponds to the white coral limestone and white yellow chamid limestone of the second horizon as mentioned by Uršič (1933).

Lower Cretaceous Stratigraphy

In southern Slovenia the Jurassic beds pass gradually into the Lower Cretaceous ones. The biostratigraphic boundary between the Upper Malm and the Lower Cretaceous is rather problematic in the Dinarides. Some authors draw the boundary either at the appearance of the aberrant tintinnids (Radoičić, 1960; Farinacci & Radoičić, 1964), after the extinction of *Clypeina jurassica* (Buser, 1968, 1989; Turnšek & Buser, 1966), or later after the extinction of the aberrant tintinnins (Velić, 1977; Velić & Sokač, 1978; Šribar, 1979a, b). However, it must be taken into consideration that these microfossils are rather facies dependent (Radoičić, 1969). Since the treated beds do not show appreciable facies changes we place the boundary between the Upper Malm and the Lower Cretaceous, after the last appearance of the aberrant tintinnins.

The Lower Cretaceous sedimentary succession of the study area is predominantly composed of shallow marine carbonates deposited in the inner part of the vast Dinaric carbonate platform. Limestones were formed in shallow-marine environments i.e. lagoon, subtidal, restricted shoals, back-reef, reef and others. Limestones were occasionally more or less late-diagenetically or early-diagenetically dolomitized. Consequently, all transitional types between limestone and dolomite can be observed in the studied area.

In the study area the complete development of the Lower Cretaceous beds has been found, representing the Berriasian, Valanginian, Hauterivian, Neocomian, Barremian, Lower Aptian, Upper Aptian, Lower Albian and the Upper Albian.

Berriasian

Generally, in the study area four developments of the Berriasian beds can be distinguished: the predominantly dolomitic develoment, the limestone development, dolomite-limestone development and finally, the dolomite development with chert.

The Berriasian stratigraphic sequence consists of alternating brownish gray, gray, medium gray, light gray and very light gray sparitic dolomite, laminated stromatolitic dolomite as well as micritic, dismicritic and intraclastic limestones. Strong dolomitization is characteristic for the Berriasian rocks. Early diagenetic dolomite is light gray to white, stratified (40-150 cm), fine-grained, cryptocrystalline to microcrystalline, laminated and stromatolitic, containing ostracods, gastropods, oncoids, shrinkage pores, fecal pellets and birdseyes. The early diagenetic dolomites are often associated with birdseyes and stromatolitic structures. Intercrystalline pores are generally filled with late diagenetic blocky calcite. The dolomite is chemically pure with some illite, montmorillonite and chlorite admixture. Late diagenetic dolomite is chiefly dark gray to brownish gray, coarse-grained, saccharoidal, without inner structures, occurring in lens-like or irregular bodies. Both dolomites are encountered relatively frequently and in great quantities. The Berriasian beds are up to 100 metres thick.

In the limestones, which according to their stratigraphic position belong to Berriasian, a low-diversity and predominance of *Favreina* pellets, peloids and micritic intraclasts is characteristic. Abundant birdseyes, stromatolitic structures and gravitational cements occur in the described carbonate sediments. Consequently, the sediments were chiefly formed in a shallow subtidal, intertidal to supratidal environments with strong meteoric influx.

Valanginian

The Valanginian sedimentary succession chiefly consists of medium gray, gray, and light gray, stratified, micritic, pelmicritic, pelsparitic, biomicritic, oncolitic and intraclastic limestones with LLH stromatolites, pellets, pseudoooids, oncoids, gastropods, benthic foraminifera as well as numerous fenestrae, desiccation cracks and erosion surfaces. Among clasts are most common intraclasts, pellets and pseudoooids. For the lower part of the Valanginian stratigraphic sequence an alternation of microcrystalline dolomites and more or less dolomitized limestones is characteristic. At some places a rhythmic alternation of light gray early-diagenetic and dark gray to brownish gray, coarse-grained, bituminous late-diagenetic dolomite can be observed. Strata rich in oncoids occur in the upper part of the succession. Microfauna and microflora are rare. Most frequent and numerous are textularians, favreinas and clypeinas. In the described carbonate sediments the mosaic cement B and fibrous early diagenetic cement A are most common. Granular cements are coarser in birdseyes fillings and finer in packstone and grainstone carbonates. According to structural and textural properties the Valanginian carbonate rocks were formed in shallow lagoon as well as subtidal, intertidal and supratidal environments.

Hauterivian

The Hauterivian beds are composed of thick-bedded (40-100 cm), medium gray and light gray limestones. In the lower part of the Hauterivian lithological column extremely thick-bedded (75-200 cm) limestones occur. According to texture the limestones belong to micrites, pelsparites, biopelmicrites, biointrasparites, oosparites, pseudooosparites, oncolites and stromatolites. In the Hauterivian stratigraphic sequence limestones strongly prevail. Dolomites and carbonate clastic rocks are rare. In the lowermost part of the Hauterivian sedimentary succession stromatolites containing gastropods, ostracods, foraminifera, intraclasts and pellets are quite abundant.

Neocomian

On the Jurassic/Lower Cretaceous boundary some parts of the studied area were subjected to tectonic movements as consequence of the Late Kimmerian orogenetic phase, resulting in the uplifting and rupturing of particular parts of the sea bottom. The newly formed land gave the material for heterogeneous limestone, dolomite, and limestone-dolomite sedimentary breccia intercalated with dolomite and limestone.

These beds lie erosionally, and slightly discordantly upon the Upper Malm limestone and dolomite succession. At some places there are no traces of orogenetic activity; intensified epeirogenic movements can be followed resulting in more intensive sinking of the sea bottom and continuous sedimentation of the Lower Cretaceous sequence of limestones and dolomites.

The Neocomian beds are composed of heterogeneous limestone-dolomite breccia which contains fragments of various Jurassic limestones and dolomites, and in the Prezidanski Beriščak area fragments of chert, too. Consequently, two types of Neocomian breccia can be found: carbonate breccia and carbonate-chert breccia.

The carbonate-chert breccia is composed of angular and subangular fragments of gray, medium gray and dark gray micrite, biomicrite, biosparite and rarely oosparite, further on, fragments of dark gray medium- and coarse-grained bituminous dolomite as well as 1 cm to 5 cm angular dark gray chert fragments. Carbonate and chert fragments from 5 cm to 30 cm are rare. Sporadically occur in the breccia mollusc fragments. Some fragments contain the Upper Malm microfossils. The described fragments are bounded together with basal and pore cement. The breccia is massive to poorly stratified. Contacts among beds are not clear. Occasionally, intercalations of medium gray, gray, dark gray and grayish black oomicritic limestone, dolomitized micritic limestone and coarse-grained dolomite occur in the carbonate-chert breccia. Since the breccia contains fragments with the Upper Malm fauna, and it is overlain by the limestones containing the Barremian-Aptian microfossil association, the breccia corresponds to Neocomian (S a v i ć, 1973; S a v i ć & D o z e t, 1985). The thickness of the Neocomian beds ranges from 100 m to 120 m.

Barremian

Two developments of the Barremian beds can be distinguished in the study area: the limestone and the limestone-dolomitic development. The limestone development includes medium- and thick-bedded as well as thin-bedded and platy medium gray, gray, dark gray, blackish gray and black, more or less bituminous micrites, pelmicrites, pelsparites, biointrasparites, biosparites, stromatolites, rarely intraformational breccias and conglomerates. Among biomicrites and biosparites foraminiferal and occasionally algal limestones predominate. Rhythmic sedimentation of enumerated limestones is very common. Numerous intertidal oscillations, shallowings and emersions can be observed in the considered stratigraphic sequence. The emersions were accompanied by interruptions of sedimentation, weak erosion and carbonate breccias of various origin. Also characteristic is a rhythmic alternation of light-coloured early diagenetic and dark late diagenetic dolomites. The late diagenetic dolomites mostly originated by dolomitization of micrites, pelsparites, pelmicrites, intrasparites, and especially oncolites and stromatolites. Complete and selective dolomitization are present. Consequently, all types from limestone to dolomite can be seen in the Barremian sedimentary succession. Late diagenetic dolomite occurs in the form of thick beds, lenses and irregular patches or bodies. They consist of more or less coarse-grained and bituminous dolomite.

Aptian

Lower Aptian-Bedoulian. Upon the Barremian sediments lie conformably bedded and platy dark gray and grayish black, rarely gray and light gray micritic, biomicritic, intramicritic, biointrasparitic more or less bituminous limestones. At some places miliolids and salpingoporellas are accumulated in such quantities that they are rock-building. Bedoulian beds build the outer parts of Kočevje and Požar synclines and are exposed also in the extremely southwest part of the Kolpa area. For the Lower Cretaceous are especially characteristic the lagoonal and back reef sediments consisting of micrites, biomicrites, biosparites, oncolites and intrasparites. These sediments predominantly originated in a shallow and calm restricted marine environ-

ment with numerous green algae (Dasycladacea, Codiaceae), foraminifera (miliolids, orbitolinids) and ostracods. In some layers moluscs (small requienids and gastropods) occur. Relatively common with gastropods, orbitolinids and *Bacinella* are incrusted oncolites. Furthermore, for the Lower Aptian succession a rhythmic alternation of micrites, biomicrites and oncolites is characteristic too.

The most characteristic for the lower part of the succession are the so-called Lower *Orbitolina* limestones, orbitolinid biomicrites and biosparites respectively, involving gastropods, miliolids and salpingoporellas. Laminated sediments are rare. Interlayers of limestone breccia and dark gray bituminous dolomite are also pretty rare. Consequently, the Lower Cretaceous sediments were prevalently formed in lagoonal, subtidal and other shallow marine environments.

Coral-rudist patch reefs. Lagoonal, subtidal and other shallow marine micrites, biomicrites and oncolites pass at some places into reef facies that consists of reef-building macroorganisms such as corals, bryozoans, primitive rudistids, gastropods, echinoids as well as algae and foraminifera. Coral-rudist reef limestones with orbitolinas in the Kočevje area were found earlier by U r š i č (1933). In the coral limestone at Spodnje Ložine and at Koblerski Hrib U r š i č mentioned 5 coral species, namely: *Isastraea hoernesi, Lithoraea vaughani, Phyllosmilia transiens, Montlivaltia lamx, Cyclotites nummulus* in *C. hemisphaerica*. Coral-rudist features of patch-reef type were discovered east of Željne and southeast of Škodovnik in the Kočevje area (D o z e t, 1983). T u r n š e k et al. (1992) examined the coral-rudist reef development of Slovenski vrh probably corresponding to the white coral limestone and white yellow chamid limestone of II. horizon quoted by U r š i č (1933). The coral-rudist reef on Slovenski vrh belongs to a patch reef of the inner part of the Dinaric carbonate platform. In the lower part of the reef predominate rudists of *Caprina-Praecaprina* and *Offneria* type, and corals of the type *Cyathophora-Actinaraea-Microsolena*. In the upper part of the Aptian-Albian reef the rudist species *Ichthyosarcolites* and corals *Procladocora-Strotogyra* type (T u r n š e k et al., 1992) occur.

T u r n š e k et al. (1992) determined the following corals and rudists in the rock samples collected at the top of Slovenski vrh:

Corals: *Cyathophora pygmaea* Volz, *Peplosmilia fromenteli* Angelis d'Ossat, *Procladocora kocevjensis* n. sp., *Calamophylliopsis fotisalensis* (Bendukidze), *Strotogyra augusti* n. sp., *Microsolena distefanoi* (Prever) and *Actinaraea tenuis* Morycowa.

Rudists: *Ichthyosarcolites monocarinatus* Slišković, *Monopleura* sp., and *Offneria* sp.

According to its shape, extension and fauna the coral-rudist reef at Željne belongs to a relatively small patch reef originated in the inner part of the Dinaric carbonate platform. In the patch reef area a vertical and lateral differentiation of fauna can be observed. In the lower part of the patch reef rudistids of the *Requenia* and *Toucasia* type predominate, whereas in the upper part corals occur. Rudistid biostromes, coral bioherms and coral detritus point at a patch reef as well as periodically open and wavy shallow marine environment. Rudists, corals, bryozoans as well as echinoderms and molluscs indicate open shoals and smaller isolated patch reefs populated with the enumerated organisms. To all appearance patch reefs were extended in the Aptian and Albian in the inner parts of the Dinaric carbonate platform.

In the coral patch reefs area the following microfossils have been determined: *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Praeorbitolina wienandsi* Schroeder, *P. cormyi* Schroeder, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* Schroeder, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* Roemer, *Neotrocholina friburgensis* Guillaume & Reichel, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Spiroloculina cretacea* Reuss, *Bacinella irregularis* Radoičić,

Paleodictyoconus sp., *Nezzazata* sp., *Trocholina* sp., *Sabaudia* sp., *Praechrysalidina* sp., Miliolidae, Ophthalmidiidae and Textulariidae. According to the enumerated microfauna and microflora the patch reefs of the study area belong to the Aptian-Lower Albian period.

Upper Aptian-Gargasian. The Upper Aptian corresponds to the interval between the Lower and Upper *Orbitolina* limestones. Relatively numerous erosion surfaces and layers of intraformational breccias at the end of the Lower Aptian indicate intensified shallowing of the study area. The Upper Aptian beds are found on Požarje, Kočevsko pogorje, to the east of Željne and in the extremely nordeastern part of the Delnice map sheet. However, the Upper Aptian succession does not differ essentially from the Lower Aptian one. Shallow marine subtidal and lagoonal facies of micrites, biomicrites, rhythmically alternating with foraminiferal and mollusc biointrasparites and biosparites as well as patch reefs and oncolites represent the main characteristics of the Upper Aptian sedimentation. The examined geological interval is relatively rich as in diversity of facies as in fossils. In the patch reefs rudistids and corals form the framework structure. To the structure of the patch reefs contribute their part bryozoans, codiaceans and other algae, molluscs and echinoderms. The facies surrounding the patch reefs consists of biosparites, biointrasparites and biosparrudites (packstones, grainstones and rudstones). In the lagoon rhythmic micrites, pelmicrites as well as miliolid, *Salpinogoporella*, dasycladacean and foraminiferal biopelmicrites and biomicrites (wackestone, packstone) occur indicating normal shallow marine conditions in an open lagoonal inner shelf environment.

Albian

Lower Albian. The limestones with *Salpingoporella dinarica* are overlain by limestones containing numerous orbitolinids. Orbitolinas in the limestone are so numerous that they are rock-building. These sediments are known under the name of the upper *Orbitolina* limestones (V e l i ć, 1977; V e l i ć & S o k a č, 1978a, b) corresponding biostratigraphically to the Lower Albian. The sedimentary succession consists of bedded and platy, dark gray, gray and dark brownish gray, bituminous micrites, pelmicrites, biomicrites and biosparites. Among biomicritic and biosparitic limestones predominate the orbitolinid and miliolid ones. Oncolites and requienid lumachelles are present but are relatively rare. Lumachelles with gastropods also occur in this interval of the Lower Cretaceous sequence. The limestones usually contain some organic admixture being therefore brownish.

Upper Albian. At the end of the Lower Albian a shallowing tendency (lagoon-shallow subtidal-intertidal-supratidal) occurred. At the beginning of that period a rhythmic sedimentation of stromatolites and intraformational breccia predominated. In fact, the Upper Albian succession chiefly consists of stratified or platy dark gray micritic, pelmicritic, biomicritic and biosparitic limestones. Lagoonal and subtidal sedimentation (micrite, biomicrite) also prevails in the upper part of the Upper Albian stratigraphic sequence. Pretty common are the miliolid biomicrites. Lumachelles with small requienids are still present. In the uppermost part of the succession coarse-grained dark gray and brownish gray bituminous dolomites and intrasparrudites predominate. The dolomites were formed by the late dolomitization of micrites, oncolites, intrasparrudites and stromatolites.

In the study area the transition from the Lower to the Upper Cretaceous beds is not clear either from paleontological or lithological point of view. This is a consequence and influence of the orogenetic movements of the Austrian tectonic phase (D o z e t, 1989). On the boundary between the Lower and the Upper Cretaceous occurs a some hundred metres thick transitional succession of alternating breccia, dolomite and limestone. The boundary between the Lower and the Upper Cretaceous passes within this sequence.

Biostratigraphy

On the basis of characteristic lithofacies and biofacies as well as their superposition on the shallow marine Lower Cretaceous stratigraphic sequence in the area between Logatec and Krka and Kolpa Rivers (Fig. 1) consists of the following characteristic

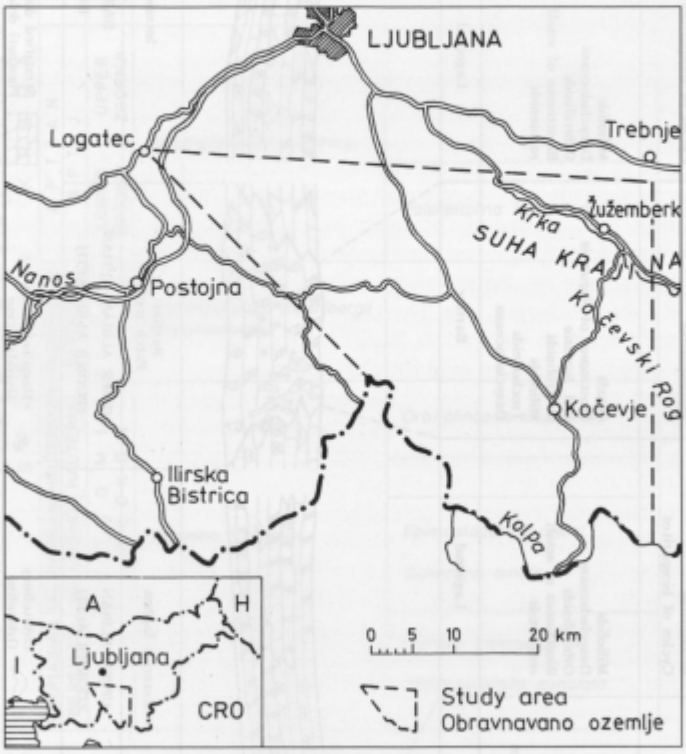


Fig. 1. Location sketch map of investigated area
Sl. 1. Položajna karta raziskanega ozemlja

lithofacies (Fig. 2): carbonate and carbonate-chert breccias, fenestral, stromatolitic and laminated limestones and dolomites, late-diagenetic dolomites, oncolitic, bioclastic, micritic, intraclastic, patch-reef and coquina limestones. The enumerated sedimentary carbonate rocks contain rich microfossil associations which are very im-

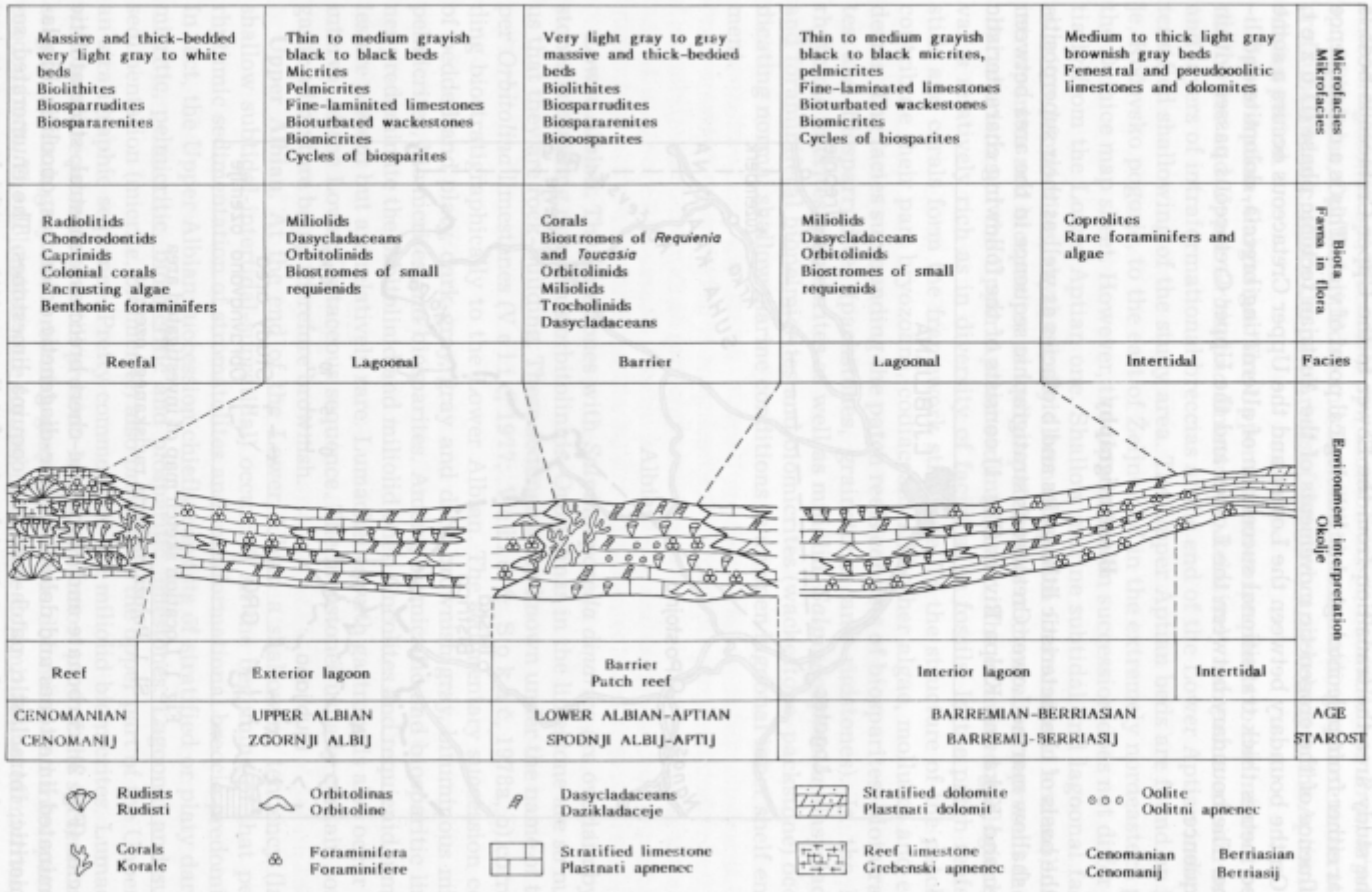


Fig. 2. Schematic cross-section of the Cretaceous (Berriasian to Cenomanian) shelf with characteristic biota in southeastern Slovenia
Sl. 2. Shematski presek skoz kredni (berriasij do cenomanij) šelf z značilno favno in floro v južnovzhodni Sloveniji

portant, useful and characteristic for biozonation of the Lower Cretaceous beds. From the biostratigraphic point of view the Lower Cretaceous sedimentary succession has been divided by microfossils into five cenozones and four subzones (Fig. 3). In the study area the Lower Cretaceous microfossils belong to two main groups, namely:

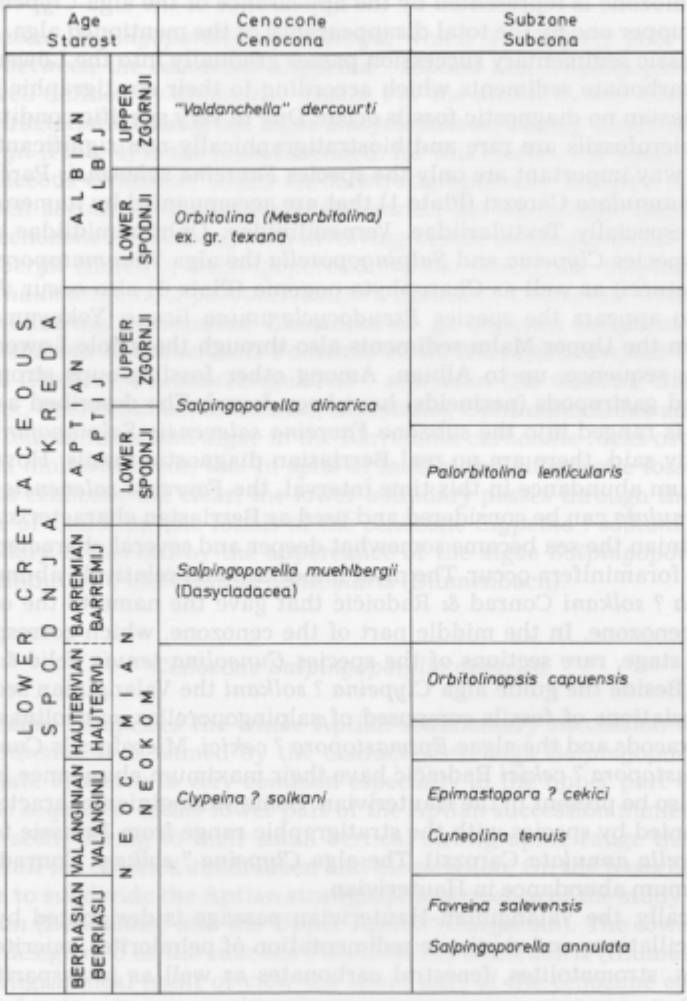


Fig. 3. Biostratigraphic subdivision of the Lower Cretaceous beds in southeastern Slovenia

Sl. 3. Biostratigrafska razčlenitev spodnjekrednih plasti južnovzhodne Slovenije

calcareous algae Dasycladacea and benthic foraminifera *Orbitolina*. Algae are numerous and important in Berriasian, Valanginian, Hauterivian, Barremian, and Aptian; on the other hand, foraminifera predominate in the Lower Aptian and Albian.

Cenozone *Clypeina ? solkani*

This cenozone is denominated according to the alga *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić (Plate 3) which appears at the beginning of Berriasian (S t r o h m e n g e r & D o z e t, 1991) and expanding in Valanginian and Hauterivian. The lower boundary of this biozone is represented by the appearance of the alga *Clypeina ? solkani,* whereas the upper one by the total disappearance of the mentioned alga. In the study area the Jurassic sedimentary succession passes gradually into the Lower Cretaceous one. In the carbonate sediments which according to their stratigraphic position belong to Berriasian no diagnostic fossils occur. Due to very specific conditions of sedimentation microfossils are rare and biostratigraphically non significant. Numerous and in some way important are only the species *Favreina salevensis* Paréjas and *Salpingoporella annulata* Carozzi (Plate 1) that are accompanied by numerous small foraminifera, especially Textulariidae, Verneuilinidae, Ophthalmidiidae and Miliolidae. Beside species *Clypeina* and *Salpingoporella* the alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) as well as Charophyta oogonia (Plate 1) also occur. Among foraminifera also appears the species *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), which is common as in the Upper Malm sediments also through the whole Lower Cretaceous stratigraphic sequence, up to Albian. Among other fossil groups stromatoporoids, ostracods and gastropods (nerineids) have been found. The described association of microfossils is ranged into the subzone *Favreina salevensis-Salpingoporella annulata.* As already said, there are no real Berriasian diagnostic fossils. However, due to their maximum abundance in this time interval, the *Favreina salevensis* and *Salpingoporella annulata* can be considered and used as Berriasian characteristic fossils.

In Valanginian the sea became somewhat deeper and several characteristic species of algae and foraminifera occur. The most important and relatively abundat was species *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić that gave the name to the oldest Lower Cretaceous cenozone. In the middle part of the cenozone, which corresponds to the Valanginian stage, rare sections of the species *Cuneolina tenuis* Velić & Gušić have been found. Beside the guide alga *Clypeina ? solkani* the Valanginian sediments also contain associations of fossils composed of salpingoporellas, cuneolinas, thaumatoporellas, ostracods and the algae *Epimastopora ? cekici.* Microfossils *Cuneolina tenuis* and *Epimastopora ? cekici* Radoičić have their maximum abundance in Valanginian but can also be present in the Hauterivian. Some Valanginian characteristic fossils are accompanied by species with the stratigraphic range from Jurassic to Barremian *(Salpingoporella annulata* Carozzi). The alga *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić has its maximum abundance in Hauterivian.

Lithologically, the Valanginian-Hauterivian passage is designated by intensified intertidal oscillations and rhythmic sedimentation of pelmicrites, micrites, biomicrites, oncolites, stromatolites, fenestral carbonates as well as intrasparites and biointrasparites.

In the Hauterivian part of the cenozone *Clypeina ? solkani* the foraminifera *Orbitolinopsis capuensis* (De Castro) appear. Beside the above quoted characteristic microfossils the Hauterivian involves some other microfossils with wider stratigraphic range, such as salpingoporellas, sabaudias, miliolids, ophthalmidiids and thaumatoporellas. The described Hauterivian association belongs to the subzone *Epimastopora ? cekici + Orbitolinopsis capuensis.* In the upper part of the *Clypeina ? solkani* cenozone still appear numerous foraminifera *Cuneolina* ex. gr. *laurentii-camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Pseudo-*

textulariella ? *scarsellai* (De Castro), *Glomospira* sp., Miliolidae, Ophthalmidiidae and Textulariidae.

Cenozone *Salpingoporella muehlbergii*

The cenozone *Salpingoporella muehlbergii,* which is relatively poor in diagnostic fossils, lies between the cenozones *Clypeina* ? *solkani* and *Salpingoporella dinarica,* which are well defined by diagnostic fossils. For the second Lower Cretaceous cenozone are characteristic blue-green algae Dasycladaceae, among which *Salpingoporella muehlbergii* (Plate 4) is the most extended: for this reason, the name of the second Lower Cretaceous cenozone, which chronostratigraphically includes the Barremian stage, is given according to this algae. Otherwise, the microfossil association of the considered cenozone is relatively rich involving beside salpingoporellas /*Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella melitae* (Radoičić), *Salpingoporella* sp./ also algae *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiaceae, Cyanophyceae as well as the following foraminfera: *Cuneolina* ex. gr. *laurentii camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Nezzazata simplex* Omara, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Pseudotextulariella* ? *scarsellai* (De Castro), *Glomospira* sp., *Nezzazata* sp., Orbitolinidae, Miliolidae, Lituolidae, Ophthalmidiidae and Textulariidae. Beside foraminifera and algae in the Barremian carbonate rocks ostracods, echinoderms and molluscs occur, too. In spite of lack of real diagnostic fossils the boundaries of this cenozone are clear; the lower boundary passes through the point of disappearance of characteristic fossils of the cenozone *Clypeina* ? *solkani,* whereas the upper boundary is marked by the appereance of the algae *Salpingoporella dinarica* and the foraminifera *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach).

Cenozone *Salpingoporella dinarica*

This cenozone comprises the whole Aptian sedimentary succession together with the fossil contents. It is named by the characteristic alga *Salpingoporella dinarica* Radoičić (Plate 5) which is very common especially in the upper part of the Aptian stratigraphic sequence. In the lower part of the Aptian succession numerous orbitolinids can be seen. Owing to their small vertical stratigraphic range the orbitolinids are very usefull for detailed subdivision and biozonation. On the basis of orbitolinids it is possible to subdivide the Aptian stratigraphic sequence of the study area into the Lower Aptian (Bedoulian) and the Upper Aptian (Gargasian). The lower part of the cenozone is designated as the subzone *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach). From the lithostratigraphical point of view the lower part of the cenozone corresponds to the lower *Orbitolina* limestones. Beside the characteristic *Palorbitolina lenticularis* (Plate 6/1-2) and algae *Salpingoporella dinarica* (rather rare in the lower part of the Aptian succession), numerous other foraminifera and algae occur:

Foraminirefa: *Praeorbitolina cormyi* Schroeder, *P. wienandsi* Schroeder, *Trocholina friburgensis* Guillaume & Raichell, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Sabaudia minuta* (Hofker), *S. auruncensis* (Chiocchini & Di Napoli Alliata), *Pseudotextulariella* ? *scarsellai* (De Castro), *Nezzazata simplex* Omara, *Ovalvelina* cf. *reichelli* De Castro, *Cuneolina* sp., *Nummoloculina* sp., *Glomospira* sp., Biokovinidae, Miliolidae, Textulariidae and Ophtalmidiidae.

Algae: *Bacinella irregularis* Radoičić (Plate 7/1-2), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Lithocodium aggregatum* Elliot and *Salpingoporella* sp. Moreover, numerous rudists and corals settled the small Aptian patch reefs. Orbitolinids, miliolids, salpingoporellas and requienids, being often rock-building, reach in Aptian their maximum abundance. In fact, the Upper Aptian corresponds to the interval between the lower and upper *Orbitolina* limestones characterized by maximum abundance of the species *Salpingoporella dinarica*. There are no proper Gargasian diagnostic fossils. However, due to maximum abundance the algae *Salpingoporella dinarica* can be considered as the Upper Aptian characteristic fossil. On the boundary between the Lower and Upper Albian the species *Sabaudia minuta* (Plate 7/4) and *Pseudotextulariella ? scarsellai* (Plate 7/3) disappeared.

Cenozone *Orbitolina (Mesorbitolina)* ex gr. *texana*

Upon the beds with the alga *Salpingoporella dinarica* lie conformly the 80 metres thick upper *Orbitolina* limestones which are built of numerous orbitolinas. Their stratigraphic range corresponds to the Lower Albian. Accordingly, the cenozone *Orbitolina (M.)* ex gr. *texana* begins with the extinction of *Salpingoporella dinarica* and with the first appearance of the species *O. (M) texana* (Plate 6/3-4) and ends with the disappearance of the latter mentioned foraminifer. Thus, the cenozone is characterized by mesorbitolinas and by numerous microorganisms with a wider stratigraphic range, such as: *Sabaudia minuta* (Hofker), *S. auruncensis* (Chiocchini & Di Napoli Alliata), *Vulvulammina picardi* Henson, *Pseudotextullariella ? scarsellai* (De Castro), *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Bacinella* sp. and Miliolidae. Orbitolinids were rock-building. They lived in a calm lagoonal and shallow marine environment.

Cenozone *"Valdanchella" dercourti*

In the uppermost part of the Lower Cretaceous stratigraphic sequence primitive orbitolinids occur. Among them the diagnostic species *"Valdanchella" dercourti* (Plate 8/1) is relatively well extended. Beside the diagnostic primitive orbitolinas numerous other foraminifera can be seen, namely: *Cuneolina* ex gr. *pavonia* parva Henson *C.* ex gr. *laurentii-camposaurii* Sartoni & Crescenti, *Nummoloculina heimi* Bonet (Plate 8/2), *Nezzazata simplex* Omara, *Debarina hahounerensis* Fourcade et al., *Valvulammina picardi* Henson (Plate 8/3), *Nummoloculina.* sp., as well as numerous Miliolidae, Ophthalmidiidae and orbitolinids. Algae are rare in the Upper Albian beds. Only remains of *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Salpingoporella turgida* (Radoičić) (Plate 8/4) and *Salpingoporella* cf. *hasi* Conrad et al. can be found.

Discussion and Interpretation

Several sections of the Lower Cretaceous beds in the area between Logatec and the rivers Krka and Kolpa have been studied. Our data are based on field observations as well as thin-section analysis. Detailed section study and regional correlation of the Lower Cretaceous stratigraphic sequences indicate a high similarity of mineralogical, textural, structural and environmental characteristics as well as high simi-

larity of associations of fossils throughout the whole study area. Generally speaking, sedimentological and paleontological properties suggest that the Lower Cretaceous carbonates were formed in the inner part of the Dinaric carbonate platform in various shallow-marine depositional environments, namely: littoral, lagoons, restricted shoals, as well as reef. Eustatic, intertidal and tectonic movements caused a differentiation of the carbonate platform (various depositional environments), lateral and vertical changes, different thickness of sediments and rhythmic sedimentation. Several developments of the Lower Cretaceous beds can be recognized in the study area. A poor faunal diversity i.e. a low number of species, stromatolites, birdseyes, numerous local erosion surfaces, common occurrences of marine and meteoric cements, dolomitization, occurrences of karstification indicate a short lasting supratidal environment during Berriasian, Valanginian and Hauterivian. Locally, the dry land stayed through the whole Valanginian and Hauterivian. The shallow marine conditions became predominant at the beginning of the Lower Barremian. In the Upper Barremian two main types of sediments can be distinguished: (1) - subtidal to lagoonal micrites, biomicrites and oncolites, and (2) - intertidal to supratidal intramicrites, intrasparites, stromatolites and intraformational breccias, dolomites. Normal marine conditions, subtidal and lagoonal environment respectively, characterized by high faunal and floral diversity were established at the beginning of Aptian. In the middle and at the end of Aptian there were tendencies of eustatic and intertidal oscillations as well as slight tectonic movements, which were manifested by rhythmic alternation of biomicrites, biosparites, intramicrites, intrasparites, biointrasparites, stromatolites and intraformational breccias. Subtidal to lagoonal regime with several small patch reefs settled by corals, requienids and algae, back reefs and shoals was dominant in the Lower Albian and Aptian. The Upper Albian is characterized by frequent changes of sedimentation and depositional environments, from subtidal and lagoonal environment rich in microfossils to intertidal ones poor in fauna and flora. In that time late diagenetic dolomites were pretty extended. The described carbonate rocks are often diagenetically changed.

In the Aptian and Lower Albian the coral-rudistid reefs in the Željne, Škodovnik, Spodnje Ložine, Koblerski hrib and Slovenski Vrh area belong to patch reefs originating in a central part of the lagoon. Vertical differentiation can be observed on the mentioned patch reefs. In the lower part of the reef rudists *Monopleura-Praecaprina-Offneria* type and corals of massive bulbous and lamellar *Cyathophora-Actinaraea-Microsolena* type predominate (T u r n š e k et al., 1992). Colonies are small and rare indicating a low rate water energy. In the upper part of the reef the rudist *Ichthyosarcolites* and corals *Procladocora-Strotogyra* are widespread indicating a higher water energy environment. In the uppermost part usually the codiaceans *Lithocodium* occur. Coral-rudist reefs appear to be present but not extremely common in the Aptian and the Lower Albian beds.

Acknowledgement

The authors gratefully acknowledge Dr. Rajka Radoičić for valuable suggestions. Appreciation is expressed to Prof. Dr. Stanko Buser and Asst. Prof. Bojan Ogorelec, who provide a very helpfull review of the manuscript and to Prof. Dr. Simon Pirc, who reviewed the English text. For technical assistance in drafting and typing we would like to thank Ms. Metka Karer and Ms. Marjeta Oman.

Spodnjekredna plitvomorska sedimentacija, favna in flora na Dinarski karbonatni platformi med Logatcem, Krko in Kolpo

Sklep

V južnovzhodni Sloveniji med Logatcem, Krko in Kolpo so se v plitvem spodnjekrednem morju odlagale debele plasti apnencev in dolomitov. Na podlagi favne in flore ter stratigrafske lege so na obravnavanem ozemlju ugotovljene vse spodnjekredne stopnje, in sicer: berriasij, valanginij, hauterivij, barremij, aptij in albij. Meja med krednim in jurskim sistemom je v tem delu Dinarske karbonatne platforme litološko jasna samo tam, kjer sta razvita bazalni konglomerat in breča. Tu gre za erozijsko, deloma tektonsko-erozijsko diskordantno mejo, ki označuje prekinitev v sedimentaciji in tektonske premike na meji med juro in kredo. Drugod je kontakt med jurskimi in krednimi plastmi normalen, brez pomembnejših sprememb v sedimentaciji. Konkordantno na zgornjemalmskih apnencih leže berriasijski, pretežno laminirani in stromatolitni apnenci in dolomiti s pogostnimi izsušitvenimi razpokami in porami, zapolnjenimi z mikritom, peleti, intraklasti ali z organskim detritusom. Berriasijske plasti so revne s fosili in praviloma bolj ali manj dolomitizirane. Litološka sestava ter struktura in tekstura obravnavanih sedimentov kažejo, da so berriasijske plasti nastale pretežno v nadplimskem in medplimskem okolju. To dokazujejo pogostni laminirani karbonatni sedimenti z izsušitvenimi razpokami, stromatoliti, zgodnjediagenetski dolomiti, gravitacijski cement in nadplimski konglomerat. Valanginijsko sedimentno zaporedje sestoji iz plastnatih mikritnih, pelmikritnih, pelsparitnih, biomikritnih, onkolitnih in intraklastičnih apnencev. Pogoji za življenje so bili v berriasiju, valanginiju in hauteriviju dokaj neugodni, kar dokazujeta pičla favna in flora v teh sedimentih. Med mikrofosili se v teh plasteh pojavljajo miliolide, tekstularije, favreine in klipeine. Valanginijski sedimenti imajo v glavnem enolično strukturo brez notranjih ali zunanjih tekstur. Ponekod v njih opazujemo vodoravno laminiranost ali redke stromatolite. Pretežni del sedimentov valanginijskega zaporedja je nastajal v plitvi in mirni vodi zaprtega šelfa in lagun. Hauterivijske plasti so zgrajene v glavnem iz debeloplastnatih mikritnih pelsparitnih, biopelmikritnih, onkolitnih, biointrasparitnih, oosparitnih, pseudoosparitnih in stromatolitnih apnencev. Pretežni del hauterivijskih sedimentov se je odlagal v podplimskem in lagunskem okolju. V barremijskem sedimentnem zaporedju ločimo v splošnem dva razvoja, in sicer apnenčevo-dolomitni in apnenčev razvoj. V strukturnem pogledu prevladujejo med apnenci mikriti, pelmikriti, pelmikrospariti in biopelspariti. Pogosto je ritmično menjavanje kamenin. Menjavajo se zlasti mikriti, pelmikriti in biopelmikriti, ponekod intramikriti, intraspariti biointraspariti, drugod mikriti, pelmikriti, stromatoliti, medplimske breče ali zgodnje- in poznodiagenetski dolomit. Pretežni del barremijskih sedimentov se je gradil v podplimskem in lagunskem okolju. Drugi barremijski sedimenti so nastajali znotraj plitvega karbonatnega šelfa, večkrat v razgibani vodi.

Močni epirogenetski premiki ob pomoči šibkih orogenetskih sil konec barremija so povzročili dviganje morskega dna. Morje je postalo plitkejše, ponekod je nastalo kopno. Na njem je nastopala erozija. Sledila je kratkotrajna transgresija, rezultat le-te pa so bile tanjše plasti apnenčeve breče, s katerimi se je ponekod na raziskanem ozemlju pričenjalo aptijsko zaporedje sedimentov. Toplo, čisto, mirno, primerno slano in od časa do časa bolj ali manj razburkano morje je bilo ugodno za naselitev dasikladacej in številnih bentonskih organizmov, med katerimi so po številu prednjačile miliolide. V obdobjih razburkanega morja so živele orbitoline. Na robu karbonatne platforme so se ponekod oblikovali koralni grebeni in biostrome z moluski. Korale so naseljevale obrobja plošč. Koralno-rudistni grebeni so pripadali "patch" grebenom. Nastajali so

znotraj karbonatne platforme. Po mikrofavni sodeč, so se koralno-rudistni grebeni ohranili še v albiju. Sicer pa se je aptijsko albijska sedimentacija dogajala večidel v lagunskem in podplimskem okolju. V mirni in dokaj plitvi vodi so se odlagali mikritni, pelmikritni, biopelmikritni in tanko laminirani bolj ali manj bituminozni apnenci. Na občasno zelo plivo okolje kažejo tudi lumakele z drobnimi rekvienidami, katerih lupine so se po izumrtju teh organizmov kopičile in odlagale v plasteh.

Spodnjealbijski apnenci so nastajali deloma v mirni vodi podplimskega pasu ali lagun, večidel pa na obsežni karbonatni platformi, ki je imela pogosto stik z odptim morjem. Odpto morje in voda s povečano energijo sta bolj ali manj stalno spirala in prezračevala dno nekoliko poglobljenega šelfa, kar je bilo ugodno za rast številnih organizmov in za nastanek biosparitov, biointrasparitov in intraklastičnih sedimentov. Take razmere so bile ugodne zlasti za življenje in bogat razvoj rekvienid in drugih moluskov, ki so ustvarjali obsežne trate na bolj ali manj ravnem dnu. Proti koncu zgornjega albija so se fizikalno-kemični pogoji v albijskem morju pričeli močno spreminjati. K temu je največ pripomogla vedno bolj prisotna in naraščajoča tektonska dejavnost, ki je povzročila spremembe v globini vode. Močno so se spremenile tudi okoliščine za življenje organizmov. Poglobljeni šelf, v katerem so nastajali zgornjealbijski sedimenti, je postajal vse bolj plitev. Mnogi organizmi niso prenesli pogostnih naglih sprememb in so začeli izumirati. To velja zlasti za številne rodove foraminifer. Pojavile so se nove vrste, ki so bile sposobne kljubovati vsem spremembam globine in energije vode. Tako so se na začetku zgornje krede v plitvi in zelo plitvi razgibani vodi močno razmnožili rudisti, ki so ustvarjali obsežne morske trate in pogosto celo manjše grebene.

Zahvala

Avtorja se zahvaljujeva dr. Rajki Radoičić za koristne nasvete. Za kritično oceno rokopisa, ki je pripomogla k njegovi izboljšavi, se zahvaljujeva uredniku revije prof. dr. Stanku Buserju in doc. dr. Bojanu Ogorelcu. Zahvala velja tudi prof. dr. Simonu Pircu za pregled angleškega besedila ter sodelavkama Meti Karer in Marjeti Oman za tehnično pripravo članka.

References

B u s e r, S. 1968: The development of Jurassic strata in the Outer Dinarides of Slovenia (orig. in Slov.). - First Coll. Geol. Dinaric Alps. Geol. Survey and Geol. Society of Slovenia, *1*, 59-67, Ljubljana.

B u s e r, S. 1974: Tolmač k Osnovni geološki karti list Ribnica 1 : 100 000. - Zvezni geološki zavod, 60 p., Beograd.

B u s e r, S. 1989: Development of the Dinaric and Julian Carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). - Mem. Soc. Geol. It., *40* (1987), 313-320, Rome.

D o z e t, S. 1983: Tolmač za list Delnice. Osnovna geološka karta SFRJ (int. repport). - Geološki zavod Ljubljana - IGGG, 109 p., Ljubljana.

D o z e t, S. 1989: Razvoj mezozojskih plasti na Kočevskem in v okolici. Disertacija. -Geološki zavod - IGGG, 187 p., Ljubljana.

D o z e t, S. 1990: Biostratigraphic subdivision of the Jurassic and Lower Cretaceous beds in Kočevje and Gorski Kotar area (orig. in Slov.). - Rud.- met. zbornik, *37*, 1, 3-18, Ljubljana.

D o z e t, S. & Š r i b a r, L. 1991: Lower Cretaceous beds on the Delnice Sheet (orig. in Slov.). - Rud.-met. zbornik, *38*, *1-2*, 161-190, Ljubljana.

D u n h a m, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture, - In: W. E. H a m (ed.), Classification of carbonate rocks. - AAPG Memoir *1*, 108-121, Tulsa.

F a r i n a c c i & R a d o i č i ć, R. 1964: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell' Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. - Ric. Sci., 34, serie 2, parte II A, *vol. 7, n.2.*, 269-300, Roma.

Folk, R. 1959: Practical petrographic classifications of limestones. - Bull. Americ. Assoc. Petrol. Geol., *43/1*, 2-38, Tulsa.

Orehek, S. & Ogorelec, B. 1979: Sedimentologic features of the Jurassic and Cretaceous carbonate rocks of Trnovski gozd (orig. in Slov.). - 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 (orig. in Serbo-Croat.). - Glas. republ. zavod. zašt. prir. - Prir. muzeja (Titograd), *14*, 161-181, Titograd.

Pleničar, M. 1970: Tolmač za list Postojna. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. - Zvezni geološki zavod, 62 p., Beograd.

Pleničar, M. & Šribar, L. 1983: Cretaceous beds between Kočevje and Krka (orig. in Slov.). - Geol. zbornik, *4*, 47-79, Ljubljana.

Radoičić, R. 1960: Mikrofacije krede i starijeg terciara Spoljnih Dinarida Jugoslavije. - Zavod. Geol. Istraž. Crne Gore. paleont. jugosl. Dinarida (A), *4, 1*, 1-35, Titograd.

Radoičić, R. 1969: Aberantna grana fosilnih Tintinina (Podred Tintinnina). La branche aberrante des Tintinnines fossiles (Sous-Ordre Tintinnina). - Paleont. Jugosl., *9*, 5-71, Zagreb.

Savić, D. 1973: Jurassic and Cretaceous beds between Gornje Jelenje and Grobničko polje (orig. in Croat.). - Geol. vjesnik, *25*, 127-147, Zagreb.

Savić, D. & Dozet, S. 1985: Tumač za list Delnice. Osnovna geološka karta SFRJ, 1 : 100 000. - Zvezni geološki zavod, 58 p., Beograd.

Strohmenger, C. & Dozet, S. 1991: Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia). - Geologija, *33*, 315-331 (1990), Ljubljana.

Šribar, L. 1979 a: Biostratigraphy of Lower Cretaceous beds from the Logatec plain (orig. in Slov.). - Geologija, *22/2*, 277-308, Ljubljana.

Šribar, L. 1979 b: Biostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary layers from south Slovenia. - Geologija *22/1*, 113-116, Ljubljana.

Šribar, L., Gušić, I. & Radoičić, R. 1979: Excursion R. (Smrekovec-Vrhnika-Logatec) - 16th European micropaleontological colloquium, 247-254, 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 (orig. in Slov.). - Geologija, *9*, 527-548, Ljubljana.

Turnšek, D. & Buser, S. 1974: Lower Cretaceous corals, hydrozoans and chaetetids from Banjška planota and Trnovski gozd (orig. in Slov.). - Razprave SAZU, 4. razr., 81-124, Ljubljana.

Turnšek, D., Pleničar, M. & Šribar, L. 1992: Lower Cretaceous fauna from Slovenski vrh near Kočevje (south Slovenia) (orig. in Slov.). - Razprave SAZU, 4. razr., *33*, 205-257, Ljubljana.

Uršič, F. 1933: Stratigrafski pregled slojeva u okolini Kočevja u Dravskoj banovini. - Vjesnik Geol. Inst. Kralj. Jugosl. (1932), *2*, 83-106, Beograd.

Velić, I. 1977: Jurassic and Lower Cretaceous Assemblage - zones in Mt. Velika Kapela (Central Croatia). - Acta Geologica, *42*, 9/2, 15-37,Zagreb.

Velić, I. & Sokač, B. 1978: Biostratigrafska analiza jure i donje krede šire okolice Ogulina (središnja Hrvatska). - Geol. vjesnik *30/1*, 309-337, Zagreb.

Plate 1 - Tabla 1

1, 2 Pelmicritic limestone with *Chara* oogonia (55 ×)
Črnomelj, Berriasian-Valanginian

Pelmikritni apnenec z oogoniji haracej *Chara* sp. (55 ×)
Črnomelj, berriasij-valanginij

3 Dismicritic limestone with *Chara* oogonia (85.5 ×)
Kočarji (Kočevska), Berriasian-Valanginian

Dismikritni apnenec z oogoniji haracej *Chara* sp. (85,5 ×)
Kočarji (Kočevska), berriasij-valanginij

4 Biomicritic limestone with *Chara* oogonia (34 ×)
Kočarji (Kočevska), Berriasian-Valanginian

Biomikritni apnenec z oogoniji haracej *Chara* sp. (34 ×)
Kočarji (Kočevska), berriasij-valanginij

1

2

3

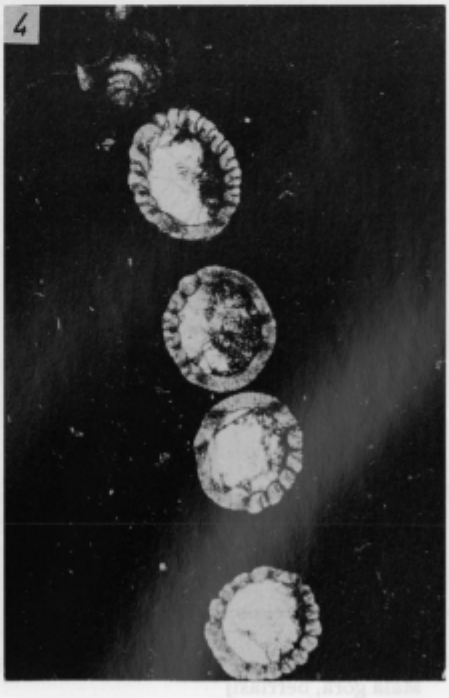

4

Plate 2 - Tabla 2

1 Biomicritic limestone with fossils *Salpingoporella annulata* Carozzi and *Favreina salevensis* (Paréjas), 34 ×
W of Grčarice (Kočevska), Berriasian

Biomikritni apnenec s fosiloma *Salpingoporella annulata* Carozzi in *Favreina salevensis* (Paréjas), 34 ×
W od Grčaric (Kočevska), berriasij

2 Biomicritic limestone with fossils *Salpingoporella annulata* Carozzi and *Favreina salevensis* (Paréjas), 13.5 ×
Grčarice (Kočevska), Berriasian

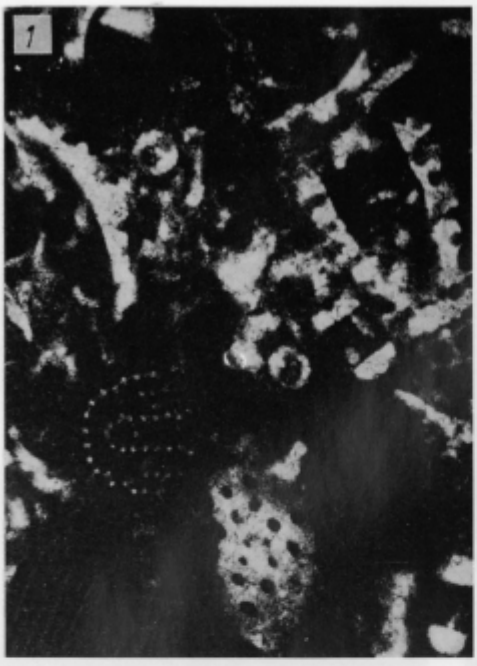
Biomikritni apnenec s fosiloma *Salpingoporella annulata* Carozzi in *Favreina salevensis* (Paréjas), 13,5 ×
Grčarice (Kočevska), berriasij

3 Pelintrasparitic limestone, *Favreina salevensis* (Paréjas), 30 ×
Mala gora, Valanginian

Pelintrasparitni apnenec *Favreina salevensis* (Paréjas), 30 ×
Mala gora, valanginij

4 Pelmicritic limestone, *Favreina salevensis* (Paréjas), 30 ×
Mala gora, Berriasian

Pelmikritni apnenec *Favreina salevensis* (Paréjas), 30 ×
Mala gora, berriasij


1

2

3

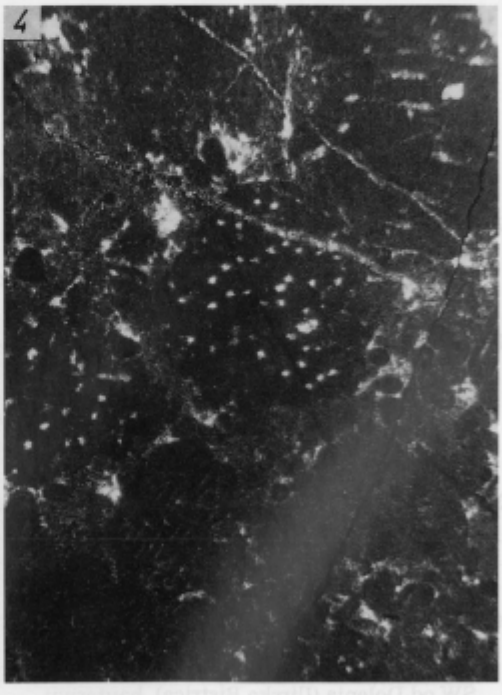

4

Plate 3 - Tabla 3

1 Biopelmicrosparitic limestone, *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
W of Grčarice (Kočevska), Barremian

Biopelmikrosparitni apnenec, *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
W od Grčaric (Kočevska), barremij

2 Bioosparitic limestone with microfossils *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
Miliolidae, Ophthalmidiidae, Textulariidae
N of Petekova (Ilirska Bistrica), Valanginian

Biooosparitni apnenec z mikrofosili *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
Miliolidae, Ophthalmidiidae, Textulariidae
N od Petekove (Ilirska Bistrica), valanginij

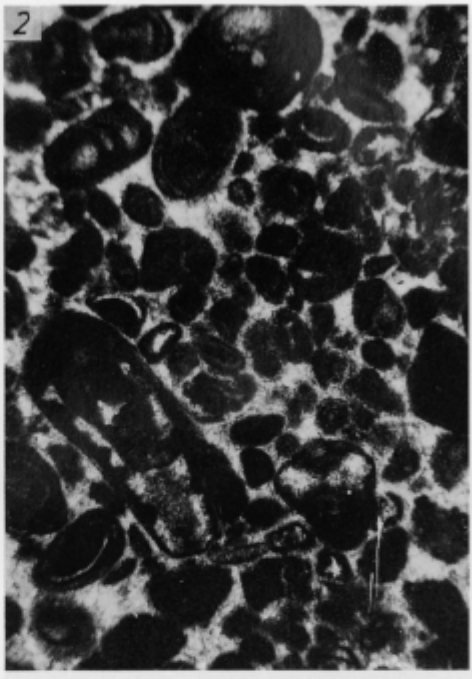
3 Biomicritic limestone with alga *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić (18 ×)
South of Korinj, Hauterivian

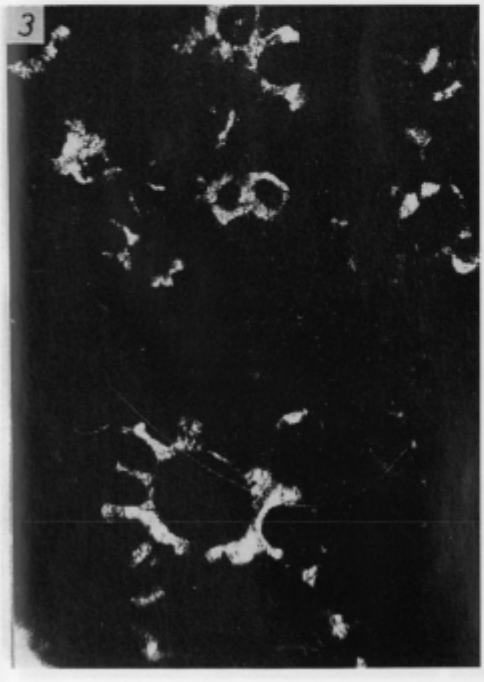
Biomikritni apnenec z algo *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić (18 ×)
Južno od Korinja, hauterivij

4 Dasycladacea limestone, *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić (34 ×)
SW of Dolenje (Ilirska Bistrica), Hauterivian

Biomikritni apnenec z algo *Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić (34 ×)
SW od Dolenja (Ilirska Bistrica), hauterivij

1


2


3

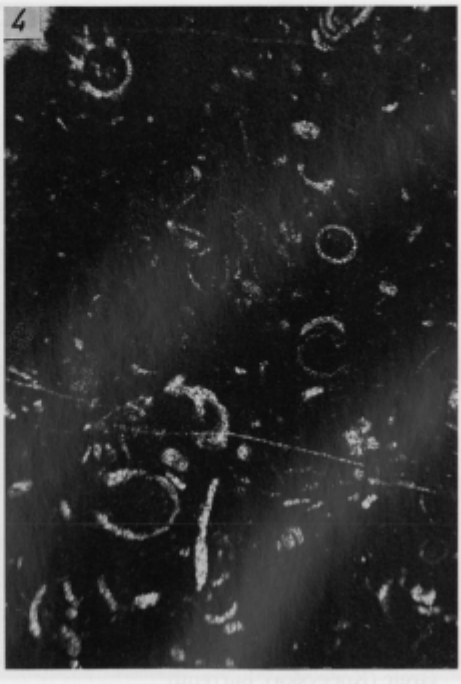

4

Plate 4 - Tabla 4

1 Biopelmicritic limestone, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 34 × Črnomelj, Barremian

Biopelmikritni apnenec, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 34 × Črnomelj, barremij

2 Biopelsparitic limestone, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 55 × Črnomelj, Barremian

Biopelsparitni apnenec, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 55 × Črnomelj, barremij

3 Biopelmicritic limestone, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 43 × Grelc (Kočevska), Barremian

Biopelmikritni apnenec, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 43 × Grelc (Kočevska), barremij

4 Biopelmicritic limestone, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 55 × Grelc (Kočevska), Barremian

Biopelmikritni apnenec, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), 55 × Grelc (Kočevska), barremij

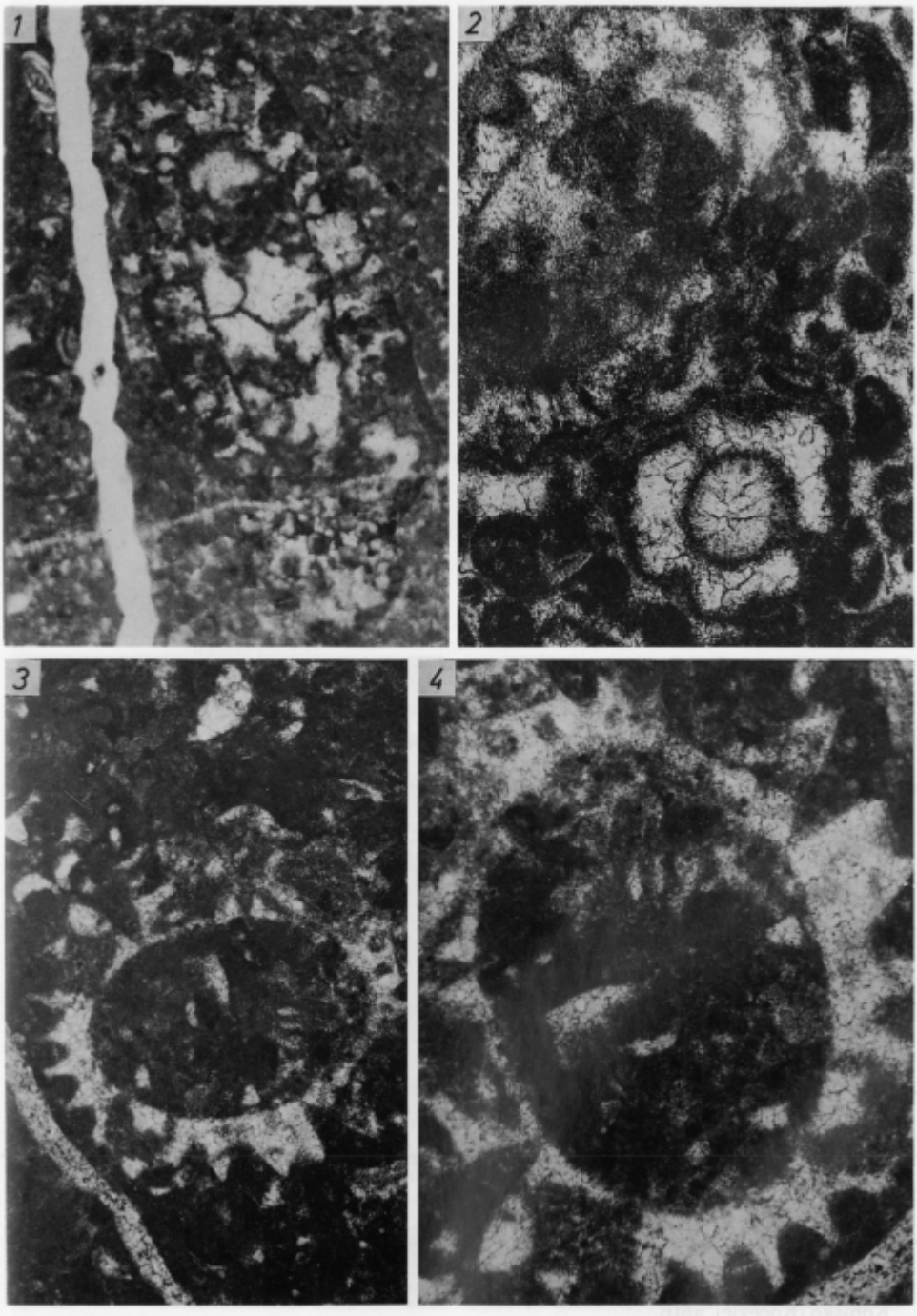

1
2
3
4

Plate 5 - Tabla 5

1 Biomicritic limestone, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24.5 ×)
Miliolids, textulariids
Podgozd (Gorica), Aptian

Biomikritni apnenec, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24,5 ×)
miliolide, textularide
Podgozd (Gorica), aptij

2 Biomicritic limestone, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24.5 ×)
Miliolids, textulariids
Stara Cerkev-Vrbovec (Ribnica), Aptian

Biomikritni apnenec, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24,5 ×)
miliolide, textularide
Stara Cerkev-Vrbovec (Ribnica), aptij

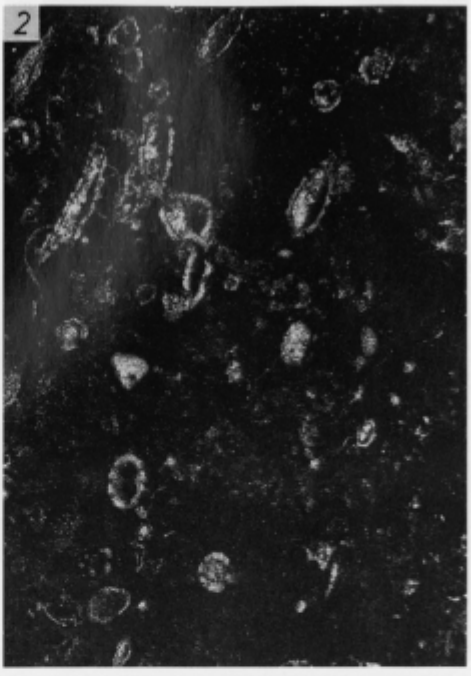
3 Brecciated limestone, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24.5 ×)
Miliolids, textulariids
NE of Gomance (Ilirska Bistrica), Aptian

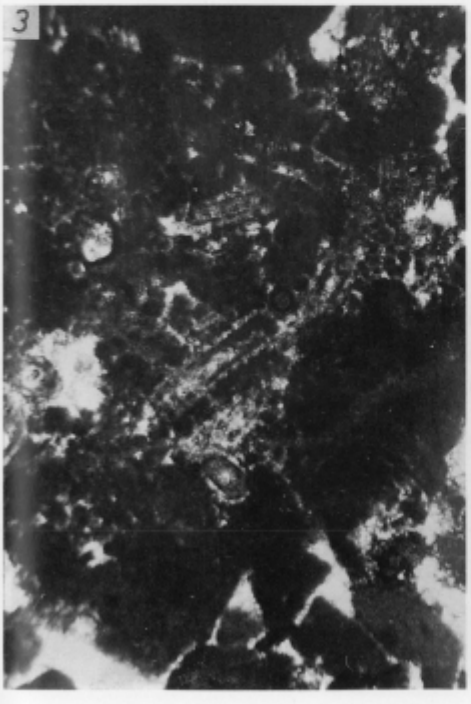
Brečasti apnenec, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (24,5 ×)
miliolide, textularide
NE od Gomanc (Ilirska Bistrica), aptij

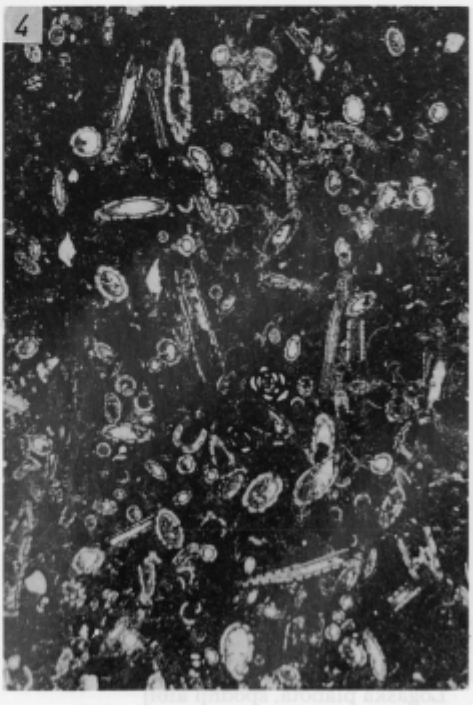
4 Biopelmicritic limestone, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (18 ×)
Konjsko (Kočevje), Aptian

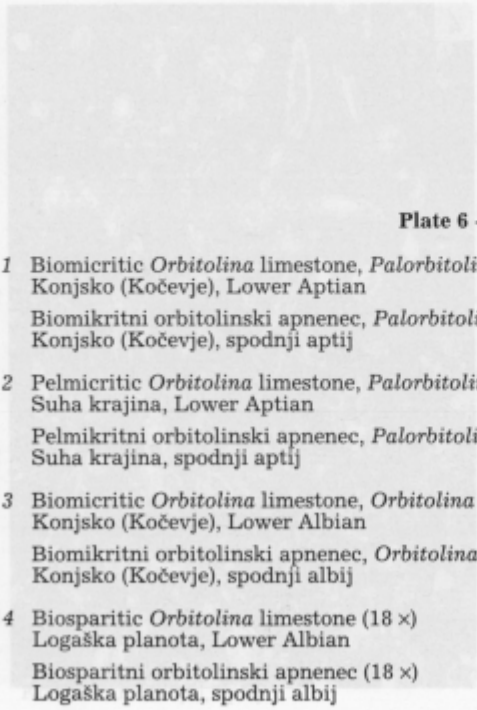
Biopelmikritni apnenec, *Salpingoporella dinarica* Radoičić (18 ×)
Konjsko (Kočevje), aptij

1


2


3


4



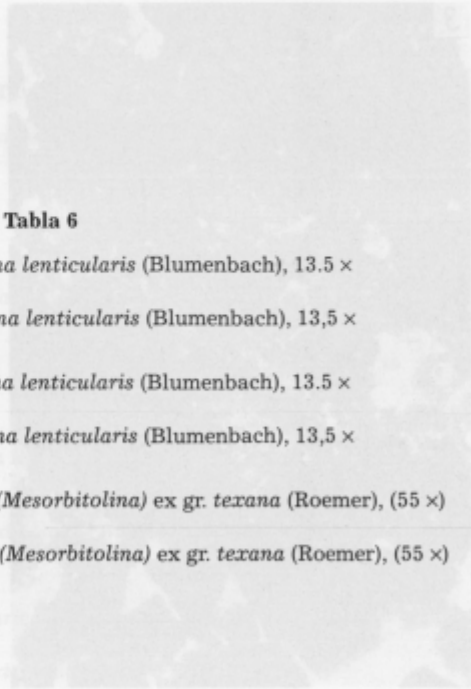


Plate 6 - Tabla 6

1 Biomicritic *Orbitolina* limestone, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), 13.5 ×
Konjsko (Kočevje), Lower Aptian

Biomikritni orbitolinski apnenec, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), 13,5 ×
Konjsko (Kočevje), spodnji aptij

2 Pelmicritic *Orbitolina* limestone, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), 13.5 ×
Suha krajina, Lower Aptian

Pelmikritni orbitolinski apnenec, *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), 13,5 ×
Suha krajina, spodnji aptij

3 Biomicritic *Orbitolina* limestone, *Orbitolina (Mesorbitolina)* ex gr. *texana* (Roemer), (55 ×)
Konjsko (Kočevje), Lower Albian

Biomikritni orbitolinski apnenec, *Orbitolina (Mesorbitolina)* ex gr. *texana* (Roemer), (55 ×)
Konjsko (Kočevje), spodnji albij

4 Biosparitic *Orbitolina* limestone (18 ×)
Logaška planota, Lower Albian

Biosparitni orbitolinski apnenec (18 ×)
Logaška planota, spodnji albij

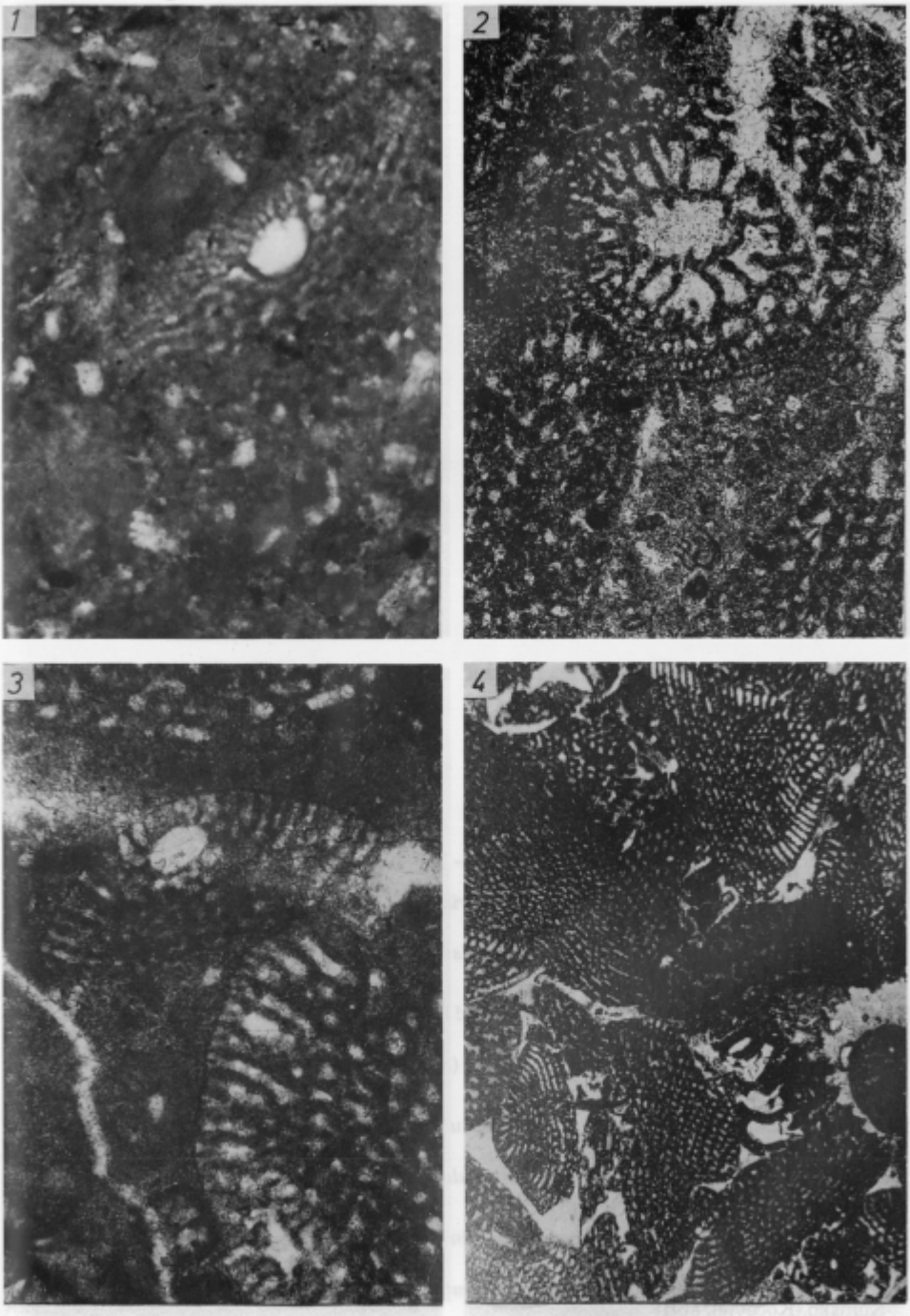

1
2
3
4

Plate 7 - Tabla 7

1 Biopelmicritic limestone, *Bacinella irregularis* Radoičić (30 ×)
Mala gora, Aptian

Biopelmikritni apnenec, *Bacinella irregularis* Radoičić (30 ×)
Mala gora, aptij

2 Algal biolitite, *Bacinella irregularis* Radoičić (30 ×)
Fuksov laz (Ribnica), Barremian-Aptian

Algni biolitit, *Bacinella irregularis* Radoičić (30 ×)
Fuksov laz (Ribnica), barremij-aptij

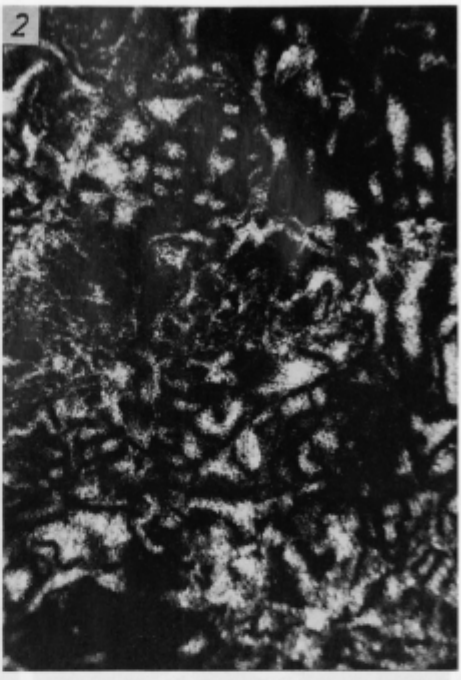
3 Biointramicrosparitic limestone, *Pseudotextulariella ? scarsellai* (De Castro), 50 ×
Črnomelj, Barremian

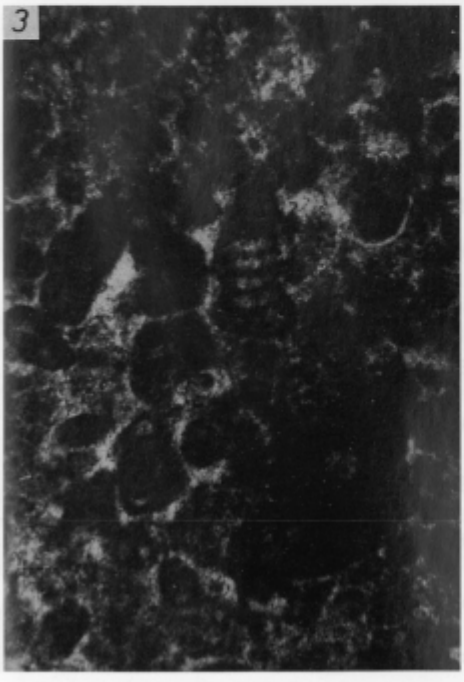
Biointramikrosparitni apnenec, *Pseudotextulariella ? scarsellai* (De Castro), 50 ×
Črnomelj, barremij

4 Biopelmicrosparitic limestone, *Sabaudia minuta* (Hofker), 43 ×
Konjsko (Kočevje), Aptian

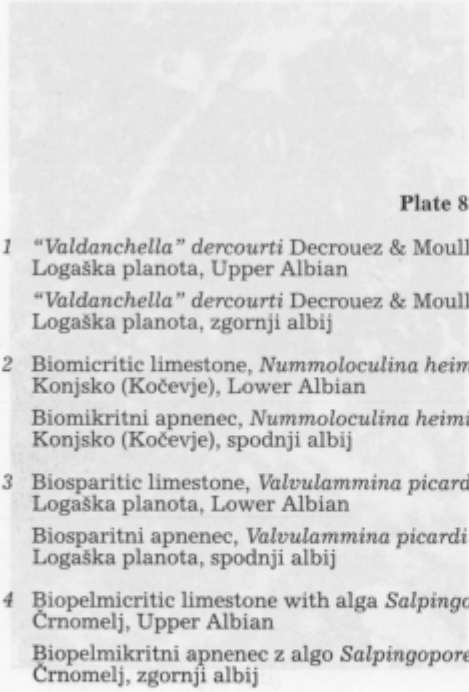
Biopelmikrosparitni apnenec, *Sabaudia minuta* (Hofker), 43 ×
Konjsko (Kočevje), aptij

1


2


3

4



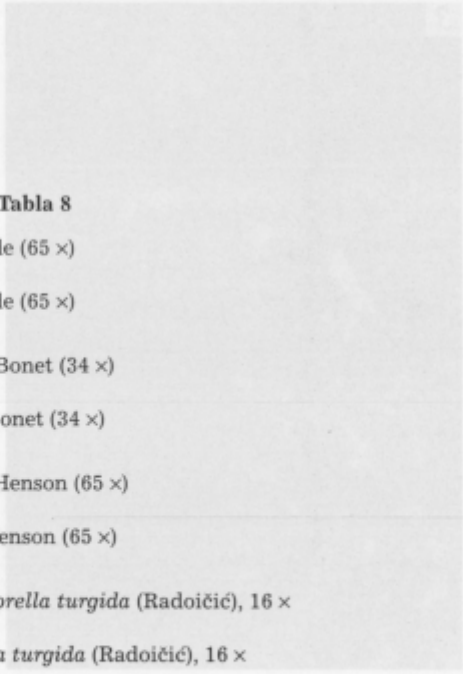


Plate 8 - Tabla 8

1 *"Valdanchella" dercourti* Decrouez & Moullade (65 ×)
Logaška planota, Upper Albian

"Valdanchella" dercourti Decrouez & Moullade (65 ×)
Logaška planota, zgornji albij

2 Biomicritic limestone, *Nummoloculina heimi* Bonet (34 ×)
Konjsko (Kočevje), Lower Albian

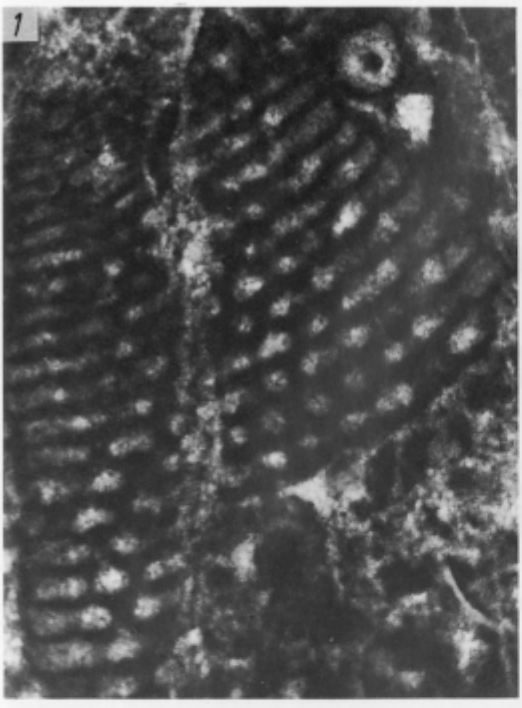
Biomikritni apnenec, *Nummoloculina heimi* Bonet (34 ×)
Konjsko (Kočevje), spodnji albij

3 Biosparitic limestone, *Valvulammina picardi* Henson (65 ×)
Logaška planota, Lower Albian

Biosparitni apnenec, *Valvulammina picardi* Henson (65 ×)
Logaška planota, spodnji albij

4 Biopelmicritic limestone with alga *Salpingoporella turgida* (Radoičić), 16 ×
Črnomelj, Upper Albian

Biopelmikritni apnenec z algo *Salpingoporella turgida* (Radoičić), 16 ×
Črnomelj, zgornji albij


1

2

3

4

GEOLOGIJA *40*, 187–221 (1997), Ljubljana 1998

Biostratigraphy of Shallow Marine Jurassic Beds in Southeastern Slovenia

Biostratigrafija plitvovodnih jurskih plasti južnovzhodne Slovenije

Stevo Dozet & Ljudmila Šribar
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key-words: Algae, Foraminifera, biostratigraphy, Jurassic, Outer Dinarides, southeastern Slovenia

Ključne besede: alge, foraminifere, biostratigrafija, jura, Zunanji Dinaridi, južnovzhodna Slovenija

Abstract

The stratigraphic range of fossils collected from different localities has been studied and used as a basis for biostratigraphic subdivision of Jurassic beds in southeastern Slovenia. On the basis of collected micropaleontological data in the area between Logatec, Žužemberk and the river Kolpa, it has been possible to define all units used for the biozonation of these beds in Outer Dinarides. The following cenozones, which can be recognized throughout the carbonate platform area, have been determined: *Palaeodasycladus mediterraneus, Mesoendothyra croatica, Selliporella donzellii, Salpingoporella (Macroporella) sellii* and *Clypeina jurassica*. Some of the above-mentioned cenozones are further divided into subzones. A brief correlation has been carried out among Kočevje shelf lagoon, the Vrhnika-Logatec back-reef and the Suha Krajina central and fore reef Jurassic sediments and fossils. In the back-reef area the cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* with the subzone *Orbitopsella praecursor*, the horizon *Dictyoconus cayeuxi* and the cenozone *Protopeneroplis striata* have been established.

Kratka vsebina

Na mnogih krajih južnovzhodne Slovenije smo zbirali fosilne organske ostanke in preučevali stratigrafsko razširjenost fosilov, dobljene podatke pa uporabljali za biostratigrafsko razčlenitev jurske sedimentne skladovnice. Bolj ali manj neprekinjeno jursko zaporedje sedimentov v slovenskem delu Zunanjih Dinaridov vsebuje sorazmerno bogato in pestro favno in floro. V jurski periodi so na obravnavanem ozemlju nastajale karbonatne kamnine z mikrofavno in floro, hidrozoji, spongijami, koralami, redkeje s školjkami, polži in brahiopodi.

Z zbranimi mikropaleontološkimi podatki smo dokazali in izločili vse enote, ki jih uporabljamo pri biostratigrafski razčlenitvi jurskih plasti Zunanjih Dinaridov, in sicer: *Palaeodasycladus mediterraneus, Mesoendothyra croatica, Selliporella donzellii, Salpingoporella sellii* in *Clypeina jurassica*. Nekatere biostratigrafske

enote so razdeljene v podcone. Nadalje smo primerjali jurske sedimente in fosile kočevske lagune, vrhniško-logaškega zagrebenskega območja ter grebenskega in predgrebenskega območja Suhe krajine. V zagrebenskem območju smo ugotovili cenocono *Palaeodasycladus mediterraneus* s podcono *Orbitopsella praecursor*, horizont *Dictyoconus cayeuxi* in cenocono *Protopeneroplis striata*.

Introduction

The aim of the present study is to offer a detailed biostratigraphic classification of the Jurrassic shallow-marine carbonate stratigraphic sequence in southeastern Slovenia.

In the years from 1959 to 1965 S. Buser geologically mapped the territory of south Slovenia from the Italian-Slovenian border in the west, across Trnovski gozd, Hrušica, Nanos, Logatec and Bloke plateau with Javorniki, Krim-Mokrec hills and Lower Carniola, to Suha krajina in the east. During this work he collected a rich fossil material, and achieved the subdivision of Jurassic beds (B u s e r, 1965).

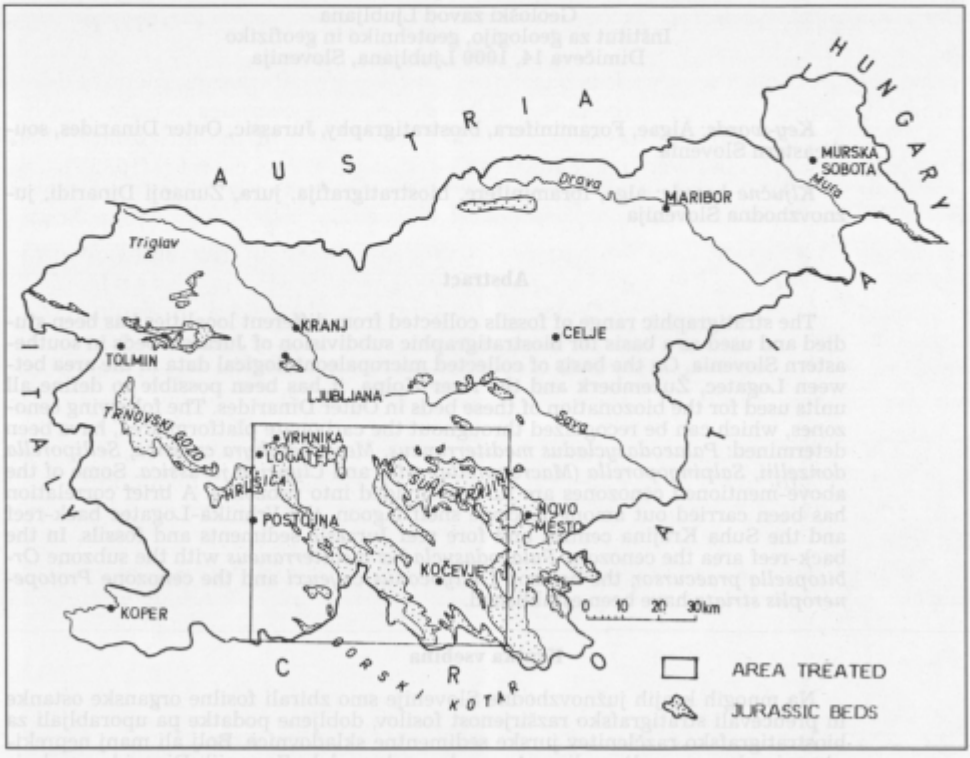


Fig. 1. Distribution of the Jurassic beds in Slovenia and the location sketch map of the study area
Sl. 1. Razširjenost jurskih plasti v Sloveniji in položajna skica ozemlja

The systematic regional mapping of the Slovene territory between Logatec, Žužemberk and the river Kolpa (fig. 1) was carried out in the years between 1960 and

1980 within the framework of regional mapping for the Geologic map of Yugoslavia on the scale of 1:100000. In the study area this enormous project was accomplished by Buser (1974), Pleničar & Premru (1977), Bukovac et al. (1984) and Savić & Dozet (1985) who elaborated geological maps on the scale of 1:100 000 with corresponding explanatory texts. A number of new biostratigraphic and other geological data were obtained. Further on, Turnšek, Buser and Ogorelec (1981) described the Upper Jurassic reef complex in the Slovene area. Detailed geological investigations have been carried out in the sections Krka-Mali Korinj and Kompolje-Ogorelec in the Suha Krajina area about 35 kilometres SSE from Ljubljana (Strohmenger & Dozet 1991). In these sections the complete stratigraphic sequence of the Jurassic beds including the contacts between the Upper Triassic and Lower Liassic as well as the Upper Malm and the Lower Cretaceous is exposed. Finally, in the framework of regional investigations for the Geologic Map of Slovenia on the scale of 1:50000 detailed regional mapping of the Suha Krajina region has been carried out by Stevo Dozet and Božo Stojanovič.

On the other hand, the following Serbian and Croatian geologists have made a great contribution to the Jurassic biostratigraphy in the Outer Dinarides: Radoičić (1964, 1966, 1969, 1987), Gušić (1969), Gušić et al. (1971), Velić (1977), Nikler & Sokač (1968).

Not at last the present work is based upon the geological investigations and biostratigraphical knowledge of the Mesozoic beds from the Apennines in Italy. The first complete biostratigraphical investigations and subdivision of the Mesozoic beds of the southern Apennines were made by Sartoni and Crescenti (1962). These were followed by De Castro (1962, 1963), Crescenti and Sartoni (1964), Crescenti (1966), Catenacci, De Castro and Sgrosso (1963). A correlation of the Central Apennines and the Outer Dinarides Jurassic and Cretaceous beds was executed by Farinacci and Radoičić (1964). Crescenti (1969) recognized in the Jurassic and Cretaceous outcrops of the Central Apennines three principal facies, and defined the litostratigraphic and biostratigraphic units and their paleogeographical distribution. Buser and Debeljak (1994/95) studied the distribution of lithiotids in the Jurassic beds of south Slovenia. The horizon with bivalves (lithiotid horizon) is attributed to Pleinsbachian (Domerian). The most interesting are three large bivalve species: *Lithiotis problematica, Cochlearites loppianus* and *Lithiopedalion scutatus*. In addition, the following genera can be found: *Gervilleioperna, Mytilus, Opisoma* and Pachyrisma (with subgenera *Pachymegalodon* and *Durga)*.

The carbonate rocks are classified according to Folk's (1959) practical petrographic classification of limestones. The microfauna and microflora are determined by the authors of this paper and Rajka Radoičić. Hydrozoans, sponges and corals were determined by Dragica Turnšek.

Jurassic Bistratigraphy in the Shelf Lagoon Area

In the southeastern part of Slovenia, the Outer Dinarides respectively, comprising Kočevje, Bela Krajina, Kočevski Rog and the extreme northern part of the Gorski Kotar area (Croatia), the complete development of Jurassic beds has been revealed. The 1500 m to 2000 metres thick Jurassic sedimentary succession lies concordantly upon the Upper Triassic dolomite and continually passes upwards into the Lower

Cretaceous limestone and dolomite. The Jurassic beds exposed in the area mentioned consist of shallow-marine carbonate rocks: limestones, dolomites as well as calcareous-, dolomitic-, and calcareous-dolomitic breccias. These carbonate sediments were formed in various carbonate platform environments, such as intertidal, supratidal, subtidal, restricted shoals and lagoons. Generally speaking, the Jurassic sedimentary succession is predominantly built of limestones. The dolomites are subordinated. Breccias occur in larger quantities at the Lower Malm/Upper Malm and Jura/Lower Cretaceous boundaries. The bauxite bodies are arranged along the Lower Kimmeridgian/Upper Kimmeridgian contact in the form of lenses and funnel-shaped bodies. Marls, clays, coal and chert appear in extremely subordinate quantities.

On the basis of significant lithofacies and biofacies as well as their superposition the shallow water Jurassic sedimentary succession was divided into eight lithostratigraphic units. They follow from the oldest to the youngest in this way: 1)- grained bituminous dolomite (Lower Liassic), 2)- lithiotid limestones and dolomites (Middle Liassic), 3)- spotted limestones (Upper Liassic), 4)- foraminiferal, algal and micritic limestones (Dogger), 5)- *Cladocoropsis* limestones and dolomites (Oxfordian and Lower Kimmeridgian), 6)- bauxite, 7)- *Clypeina-Tintinnina* limestones and dolomites (Upper Kimmeridgian and Tithonian), 8)- limestones and dolomites with chert (Upper Kimmeridgian and Tithonian).

From the biostratigraphic point of view, the Jurassic sedimentary successions of the Kočevje area and the whole shelf lagoon area in southeastern Slovenia are subdivided by algae and foraminifers into five cenozones and three subzones. The biostratigraphic subdivision is comparable with the chronostratigraphic one.

Lower and Middle Liassic - Cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus*

The Upper Triassic cryptocrystalline and stromatolitic dolomite with rare oncoids, foraminifers and megalodontids grades upwards into the dark-gray, coarsely crystalline, bituminous late diagenetic dolomite containing lithiotids in its upper part, or into the dark-gray shallow-marine limestones alternating with dolomites. The main lithologic characteristics of the Middle Liassic successions is - in addition to lithiotid horizons - the alternation of oolitic, intraoosparitic, and dolomitic layers. Generally speaking, in southern Slovenia three lithologic developments of the Lower and Middle Liassic are distinguished: dolomitic, calcareous-dolomitic, calcareous.

The cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* was established by S a r t o n i and C r e s c e n t i (1959) comprising originally the whole Liassic. In the Slovenian part of the Dinarides, its appartenance has been proved only in relation to the Lower and Middle Liassic. The Lower and Middle Liassic beds are usually rather rich in fossil remains (Plate 1). Among the most important ones are lithiotids.

Lithiotids are very widespread, easily recognizable and relatively well-preserved megafossils with a limited (Middle Liassic) chronostratigraphic range; for this reason we consider them the most convenient fossils for designation of Middle Liassic in the Outer Dinarides.

Within the framework of the *Palaeodasycladus mediterraneus* cenozone the subzone *Orbitopsella praecursor* Guembel (Middle Liassic) is separated and distinguished by the following fossil association:

Foraminifers: *Orbitopsella praecursor* Guembel (Plate 1/3), *Mayncina termieri* Hottinger, *Haurania amiji* Henson, *H. deserta* Henson, *Litousepta recoarensis* Cati,

Orbitopsella sp., *Involutina* sp., *Trocholina* sp., *Frondicularia* sp., Verneuilinidae, Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae.

Algae: *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) (Plate 1/2), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiaceae.

Lithiotids: *Lithiotis problematica* Guembel, *Cochlearites loppianus*.

Upper Liassic - Zone of spotted limestones

The upper part of the Liassic sedimentary succession includes spotted limestones characterized by lithologic uniformity and lack of fossils. The Upper Liassic shows the same development throughout the carbonate platform area. These beds are composed of micritic limestones intercalated with oomicritic and intramicritic ones. The spotted limestones are characterized by numerous spots as a result of irregular mineral and chemical rock composition, selective late diagenetic dolomitization of limestones, bioturbation, decolourized iron, and different contents of clay and organic substances. In the considered beds, fossil remains are very rare. They belong to biostratigraphically insignificant foraminifers, Algae, ostracods, microgastropods, and other molluscs. The characteristics of the sediments indicate a deposition in a somewhat deeper restricted shelf environment.

The described succession of limestones lies everywhere in the Kočevje area conformably upon Lithiotid limestones, and it is conformably overlain by sediments with guide Dogger microfossils. Thus, its stratigraphic position is clear, although the limestones do not contain index fossils.

Lower Dogger - Cenozone *Mesoendothyra croatica*

The Lower Dogger beds are uniformly developed in the form of micritic limestones with rare interlayers of biomicrites and grained bituminous dolomite, especially in the lower part of the succession. Among the biomicritic limestones the foraminiferal ones predominate.

Mudstone and wackestone sedimentary structures and law energy index indicate a calm sedimentation in the shallow restricted shelf, or lagoon. The interlayers of intraformational breccia and biointrasparitic limestones point to a temporary agitated environment with a relatively high energy index and periodical influences from the open sea.

The *Mesoendothyra croatica* cenozone comprises calcareous beds with the following association:

Foraminifers: *Mesoendothyra croatica* Gušić, Verneuilinidae, Textulariidae, Glomospira sp.,

Algae: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Codiaceae and other fossils such as *Favreina salevensis* (Paréjas), Echinodermata, ostracods and microgastropods.

Upper Dogger - Cenozone *Selliporella donzellii*

The Upper Dogger sedimentation is very similar to the one from the Lower Dogger, additionally including interlayers of intraformational breccia and algal biointraspa-

rite. The relatively uniform sedimentation of micritic, pelmicritic and biopelmicritic sediments indicates that the Upper Dogger beds were formed in the predominantly calm and shallow water of the restricted shelf or even in a lagoon. On the other hand, rare thin intraclastic and breccia interbeds were formed in short periods when intertidal and shallow subtidal conditions predominated.

The Upper Dogger beds are generally more rich in fossils than the Lower Dogger ones, and contain the following fossil association:

Algae: *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Cyanophyta.

Foraminifers: *Meyendorfina bathonica* Aurouze & Bizon, *Trocholina elongata* (Leupold), *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti (Plate 2/4), *P. cf. neocomiensis* (De Castro), *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Pfenderina* sp., *Endothyra* sp., *Nodosaria* sp., *Favreina* sp., Verneuilinidae, Textulariidae, Lituolidae as well as Ostracoda, and Echinodermata.

Lower Malm - Cenozone *Salpingoporella sellii*

Concordantly on the Dogger foraminiferal, algal and micritic limestones rest in the study area limestones and dolomites characterized by mass appereance of hydrozoan *Cladocoropsis mirabilis* Felix (Plate 4/1-2). The most significant facies of the succession are *Cladocoropsis* limestones and dolomite as well as foraminiferal, algal, brachiopod and oncolitic limestones. In the lower part of this sedimentary succession micritic, biomicritic and biosparitic limestones alternate. In the middle part of the succession biocalcarenites are predominant. At some places there are minor parastromatoporoid patch reefs and lenses of oolitic and oncolitic limestones. In the whole succession limestones are predominant.

On the basis of the determined macrofauna, microfauna and flora the Malm beds have been divided into two parts: The lower part comprises the Oxfordian and Lower Kimmeridgian, and the upper one includes the Upper Kimmeridgian and Tithonian. Limestones, dolomites and calcareous breccias of the lower part of Malm have been assigned to the *Salpingoporella sellii* cenozone. This biostratigraphic unit is well documented with Algae, foraminifers and megafossils.

Algae: *Salpingoporella* (=*Macroporella) sellii* (Crescenti), plate 3/1-2, *Gryphoporella minima* Nikler & Sokač, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Aeolisaccus dunningtoni* Elliot, Codiaceae, Cyanophyta.

Foraminifers: *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti, *Pfenderina trochoidea* Smouth & Sugden, *Trocholina elongata* (Leupold), plate 3/3-4, *Trocholina alpina* (Leupold), Verneuilinidae, Biokovinidae, Textulariidae and Lituolidae.

Hydrozoans: *Cladocoropsis mirabilis* Favre, *Shuqraia arrabidensis.*

Anthozoans: *Microphyllia bachmayeri* Geyer, *Convexastraea sexradiata* (Goldfuss), *Rhipidogyra* cf. *alata* (Quensted), *Acanthogyra micra* Eliašova, *Montlivaltia* sp., *Epistreptophyllum tenue* Milaschewitsch.

The hydrozoans and corals were determined by Dragica Turnšek.

Upper Malm - Cenozone *Clypeina jurassica*

The upper part of the Malm succession is uniformly developed in the whole study area. It consists of limestones, dolomites and calcareous-dolomitic breccias. The Upper Malm succession begins usually with intrasparruditic limestone or intraformational breccia. The most frequent sediments in the succession are *Clypeina* limestones and dolomites. In the upper part of the succession intensely dolomitized limestone and dolomite are frequent. In the uppermost part of the succession the beds with aberrant tintinnins predominate. The *Clypeina, Clypeina-Tintinnina* (Plate 6, 7/1-2) and *Tintinnina* limestones and dolomites are the most typical facies of this unit.

In spots, in the upper part of the Upper Malm succession there occur limestones and dolomites with oval, lenticular, rarely irregular chert concretions. The chert nodules in limestones and dolomites are of diagenetic origin. They were probably formed in still unconsolidated carbonate mud by the action of the silica-rich solutions on carbonate, where the carbonates were substituted by silica.

The Upper Malm beds of the Kočevje, Bela Krajina and Gorski Kotar area were formed on the vast carbonate platform in the shallow waters of subtidal, intertidal, supratidal and lagoonal environments. The presence of the organic substance in the sediments indicates a reducing environment. Intraformational conglomerate, and biolaminated limestones and dolomites with nodules and lenses of chert were formed in the intertidal and supratidal environments. The beds of limestones and dolomites with nodules and lenses of chert were formed in a lagoon or in a shallow subtidal environment.

Limestones and calcareous dolomites contain a relatively rich microfossil association with the following Algae, foraminifers and other fossils.

Algae: *Clypeina jurassica* Favre (Plate 5/1-4), *Salpingoporella (Pianella) grudii* (Radoičić), *Salpingoporella annulata* (Carozzi), *Actinoporella podolica* Alth, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Cyanophyta, Charophyta and Codiaceae.

Foraminifers: *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Trocholina elongata* (Leupold), *Trocholina alpina* (Leupold), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), plate 7/4, Verneuilinidae, Lituolidae, Biokovinidae, Textulariidae, Opthalmidiidae, Miliolidae.

Aberrant tintinnids: *Campbelliella milesi milesi* Radoičić (Plate 8).

Gastropods: *Nerinea jeanjeani* Roman, *Ptygmatis minuta* Yin as well as fossils *Favreina salevensis* (Paréjas), Echinodermata and ostracods.

Correlation between the Shelf Lagoon and Reef Complex Sedimentation, Biostratigraphy and Paleogeography in Southeastern Slovenia

Three different sedimentary areas in southern Slovenia are considered and correlated in this paper: 1 - the carbonate platform area (Kočevje, Bela Krajina, Kočevski rog, Gorski Kotar), 2 - the back-reef area (Vrhnika, Logatec plateau, southern Suha Krajina, and 3 - central and fore reef area (northern Suha Krajina, Novo mesto, Metlika).

In the relatively small region of southern Slovenia T u r n š e k (1969) recognized three types of hydrozoan fauna which were connected with the three mentioned areas: the hydrozoan *Cladocoropsis* in the southern faunistic area, the parastromatoporidian hydrozoans, corals, and chaetetids in the central faunistic area, and the actinostromaridian hydrozoans in the northern faunistic area. These different types had

developed due to the different ecologic conditions prevalent in each of these areas. The areas with individual faunistic types follow each other in narrow and long belts extending from the southwest to the northeast.

Generally speaking, in the Jurassic beds of the study area in southeastern Slovenia five particular facies are recognizable: shelf lagoon facies, back-reef bioclastic and oolitic facies as well as organic reef facies (central reef) and fore reef facies.

In the Lower Liassic there was a constant shelf lagoon sedimentation all over the area of southeastern Slovenia. The significant differentiation of the Dinaric carbonate platform (fig. 2) environment began there in the Middle Liassic. The back-reef facies had its beginning after the shelf lagoon sedimentation in the Middle Liassic. The reef sedimentation began and ended there in the Malm period.

Fig. 2. Paleogeographic map of the Jurassic beds in the study are
Sl. 2. Paleogeografska karta jurskih plasti obravnavanega ozemlja

The Shelf Lagoon Area

In inner parts of the Dinaric carbonate platform in the Kočevje, Bela Krajina and Gorski Kotar area the carbonate platform shelf lagoon facies existed. It has been already described in detail (Radoičić, 1966, 1969; Buser, 1974, 1978; Pleničar, 1970; Dozet & Šribar, 1981; Bukovac et al., 1984; Savić & Dozet, 1985; Dozet, 1990, 1993, 1996; and Strohmenger & Dozet, 1991). Howe-

ver, it is necessary to emphasize the continuity and diversity of the sedimentation there. It was most extensive in Lower and Middle Liassic comprising the whole southern Slovenia. Very interesting is the Lower Liassic limestone development at Krka in the Suha Krajina area (D o z e t, 1993) composed of shallow water lagoonal limestones formed in subtidal, intertidal, and supratidal environments. The succession is characterized by predominantly dark grey carbonate sediments among which micritic, biomiciritic, oomicritic and oncomicritic limestones prevail. The main characteristics of Krka limestones is the well-developed rhythmic sedimentation. The cycles are composed of three members such as cyclothems in the type locality Loferer Steinberge (F i s h e r, 1964).

The Krka limestone succession with Lofer cyclic sedimentation lies concordantly between the Upper Triassic Hauptdolomit and the Middle Liassic beds with lithiotids. The stratigraphic position of the Krka limestones points to their Lower Liassic age. Their age is also confirmed by the fossils: *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, *P. elongatus* Praturlon, *Linoporella lucasi* Cros & Lemoine, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Gyroporella* sp., *Palaeodasycladus* sp., and Codiacea as well as fossils *Favreina salevensis* Paréjas, Textulariidae, and Verneuilinidae. Besides the microfauna and microflora, megalodontids and gastropods also appear in the considered beds.

The Back-Reef Area

The back-reef sedimentation in southeastern Slovenia is represented by oolitic and bioclastic calcarenites which are most typically developed at Vrhnika and in the southern Suha Krajina area. **Tidal-bar oolitic limestones** are massive to thick-bedded. They consist of well-sorted ooids, well-rounded intraclasts, and fossil detritus showing in spots clear graded bedding and cross-bedding. Stromatoporoid hydrozoans, chaetetids, corals, echinoids, bryozoans, pelecypods and benthic foraminifers occur sporadically in the oolitic limestones. In the limestones coated bioclasts are quite frequently encountered. The sedimentologic features in the limestones point to a transport of the clasts in a rather agitated environment. The fossil contents in the limestones indicate the existence of small patch reefs. Numerous echinoid fragments also indicate the proximity to reefs. Oolitic limestones have a thickness of some hundred metres. The oolitic limestones at Vrhnika are of the Middle Liassic to the Lower Kimmeridgian age.

Winnowed edge bioclastic limestones are rocks consisting of fragmental and broken remains of Malm reef-building organisms and calcitic cement. Larger limestone and megafossil fragments and minor arenitic microfossil ones are the main constituents of the limestones. The fragments mostly originate from the Jurassic hydrozoans, sponges, corals, Algae, echinoids, gastropods and other molluscs, as well as bryozoans. From the structural point of view the bioclastic limestones are represented by intrabiosparites in which a strong recrystallization of fossils and fragments of arenitic size is present. Predominantly micritic intraclasts are strongly recrystallized. Also the original matrix is recrystallized. Bioclastic sediments are usually massive to weakly stratified. In spots, the limestones pass laterally and vertically into dolomites formed by a selective late diagenetic dolomitization of the limestones.

The back-reef biostratigraphy differs from the carbonate platform one and is only partly applicable there. In the Jurassic back-reef sedimentary succession the follo-

Table 1. Biostratigraphic subdivision of the back-reef Jurassic beds in the southeastern Slovenia
Tabela 1. Biostratigrafska razčlenitev zagrebenskih plasti južnovzhodne Slovenije

SOUTHEASTERN SLOVENIA JUŽNOVZHODNA SLOVENIJA			
Back-reef area - Predgreben			
AGE - STAROST		CENOZONE - CENOCONA	SUBZONE - SUBCONA
MALM	Upper zgornji	*Clypeina jurassica*	*Clypeina jurassica* *Campbelliella milesi milesi*
			Clypeina jurassica
	Lower spodnji	*Protopeneroplis striata*	
DOGGER	Upper zgornji		
	Lower spodnji	HORIZON *Dictyconus cayeuxi* HORIZONT	
LIAS	Middle srednji	*Palaeodasycladus mediterraneus*	
	Lower spodnji		

wing biostratigraphic units (table 1) are defined (from bottom to top): 1 - Cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia, 2 - *Dictyoconus cayeuxi* Lucas horizon, 3 - Cenozone *Protopeneroplis striata* Weynschenk.

Lower and Middle Liassic - Cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus*

The cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) with the *Orbitopsella praecursor* (Guembel) subzone was first described in the southern Apennines in the Veni-

ce and Trento districts by Sartoni and Crescenti (1959). The biozone was ascribed to the Liassic, and the subzone to the Middle Liassic.

In the Dinaric carbonate platform area this cenozone corresponds to the stratigraphic range of alga *P. mediterraneus* (Pia) comprising the Lower and Middle Liassic. In the oolitic limestones of the back-reef area, only the upper part of the P. mediterraneus cenozone is presented which is of the Middle Liassic age. In the middle part of the cenozone the *Orbitopsella praecursor* subzone is defined. The Middle Liassic sedimentary succession contains numerous microfossils among which predominate **foraminifers:** *Orbitopsella praecursor* (Guembel), *Lituosepta recoarensis* (Cati), *Agerina martana* (Farinacci), *Orbitopsella* sp., *Glomospira* sp., Textulariidae, Ophthalmidiidae, Verneuilinidae, and Lagenidae.

In addition to foraminifers there also appear **Algae:** *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Palaeodasycladus* sp., Cyanophyta, Codiaceae and blue-green algae. Rarely found are the species *Favreina salevensis* (Paréjas) and fragments of alga *Aeolisaccus* sp. In addition to foraminifers and Algae, remains of hydrozoans, bryozoans, corals, ostracods, echinoids and molluscs can also be found.

Dogger - *Dictyoconus cayeuxi* horizon

The horizon *D. cayeuxi* was considered by Crescenti (1969) as coinciding with the stratigraphic range of the foraminifera *Dictyoconus cayeuxi* Lucas. In the Outer Dinarides area it is referable to the Dogger. It is characterized by the following microfossils:

Foraminifera: *Dictyoconus cayeuxi* Lucas, *Spiraloconulus perconigi* Allemann & Schroeder, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Mesoendothyra croatica* Gušić, *Mesoendothyra* sp., *Trocholina* sp., *Protopeneroplis* sp., *Evertycyclammina* sp., *Frondicularia* sp., Verneuilinidae, Textulariidae, Miliolidae, Trochaminidae, Lituolidae and Ophthalmidiidae.

Algae: *Selliporella donzellii* Sartoni & Crescenti, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Cyanophycea, Codiacea.

Ostracods, corals, gastropods and other molluscs as well as bryozoans.

Dogger and Lower Malm - Cenozone *Protopeneroplis striata*

This cenozone is most characteristic of the oolitic facies in the back-reef area. It was established by Sartoni and Crescenti (1962), its lower limit being marked by the extinction of *Dictyoconus cayeuxi* as well as by the appearance of *Protopeneroplis striata*. The cenozone is relatively rich in microfossils, especially foraminifers, among which the species *P. striata* is of major extent and importance.

Foraminifera: *Protopeneroplis striata* Weynschenk (Plate 2/2-3), *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Trocholina elongata* (Leupold), *Trocholina alpina* (Leupold), *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Pfenderina* sp., *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Frondicularia* sp., *Cristelaria* sp., Lituolidae, Textulariidae, Verneuilinidae, Miliolidae, Lagenidae.

Algae: *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Heteroporella anici* Nikler & Sokač,

Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri), *Palaeosyphonium convolvens* (Praturlon), *Solenopora jurassica* (Nicholson).

In addition to microfossils there also appear some megafossils:

Hydrozoans: *Cladocoropsis mirabilis* Felix (Plate 4/1-2), *Dehornella omanensis* Hudson, *D. crustans* Hudson, *Milleporidium remeši, Parastromatopora japonica* Yabe & Sugiyama, *P. memoria naumanni* Yabe & Sugiyama, *Shuqraia zuffardii.*

Chaetetids: *Acanthochaetetes foroiuliensis* (Zuffardi & Comerci), *Bauneia multitabulata* (Deninger), *Chaetetopsis crinita* (Neumayr).

Corals: *Allocoenia trochiformis* Etallon, *Calamophylliopsis moreauana* Michelin, *Comoseris baltovensis* Roniewicz, *Meandrophyllia amedei* Etallon, *Meandrophillia edwardsi* (Michelin), *Microsolena thurmanni* Koby, *M. agariciformis* (Etallon), *Heliocoenia orbigny* Roniewicz, *Heliocoenia variabilis* Etallon, *Pseudocoenia variabilis, P. limbata* (Goldfuss), *P. longiseptata* Roniewicz, *Plesiosmilia compressa* (Koby), *Puhastraea kamiennae* Roniewicz, *Stylosmilia corallina* Koby, *Stylosmilia pumila, Thamnasteria concanna* Goldfuss, *Pleurophyllia* sp., *Enhalhellia* sp., *Thamnasteria* sp., *Halisitastraea* sp. as well as bryozoans, echinoids and molusc.

Central and Fore Reef Area

In the Jurassic period on the Dinaric carbonate platform a shallow water shelf sedimentation was established. The sedimentation was continuous, if we exclude the local short-lasting interruption on the Lower Malm-Upper Malm transition, when in periods of the short land phase thin bauxite deposits were formed. On the other hand, in the transition area between the shelf and the Slovenian trench, orogenetic activity was present, causing the lifting of the marginal parts of the Dinaric carbonate platform, thus forming dry land at the end of the Middle Liassic. With the formation of the dry land the sedimentation was completely interrupted there and such conditions were preserved until the Lower Malm. The Middle Liassic-Lower Malm stratigraphic gap is proved by the absence of the Lower Liassic and Dogger sediments. On the other hand, an erosional-tectonic discordance between the Triassic-Liassic succession and the reef sediments points to orogenic movements in that interval, which we connect with the movements of the Mesokimmerian orogenic phase (T o l l m a n n, 1966). The considered stratigraphic gap is an evident proof of an emersion after the deposition of the Middle Liassic beds which lasted until the Lower Malm transgression. The mentioned Middle Liassic-Lower Malm emersion was not a local phenomenon, for it has been observed and proved in several parts of the Slovenian, Croatian and Bosnian Dinarides. (T u r n š e k, 1969; B u s e r, 1974; B u k o v a c et al., 1974; Š p a r i c a, 1981; D o z e t, 1989, 1994). The above-mentioned authors and others emphasized that the paleogeographical and structural changes which appeared in the Dinarides after the deposition of the Middle Liassic beds, were expressed by the Middle Liassic-Lower Malm stratigraphic gap. In that time interval some areas in the Outer Dinarides were completely without sedimentation, and are understood paleogeographically as a bar with greater and minor elevations. They could be interpreted as a part of a uniform island chain extending from Bosnia Krajina, over Kordun, Banija, Žužemberk, Bela krajina, Suha krajina, Trnovski gozd, onward to the northwest. This morphologically well-exposed narrow bar was in the closest connection with the differentiation of the sedimentary areas on the - by that time uniform - Dinaric carbonate platform. Malm hydrozoan-coral reefs were also formed. The reef complex is thought to be a barrier-reef that develo-

ped along the shelf margin of an ancient carbonate platform (T u r n š e k, B u s e r & O g o r e l e c, 1981). It should be recalled that in the inner carbonate platform area no tectonic movements occurred in the Mesozoic period (D o z e t, 1989), because no folding, thrusting or nappe-tectonic traces, traces of volcanism or metasomatic changes on sedimentary rocks in that time can be found there. Nowhere any tectonic-discordant contacts can be seen; on the contrary, in all cases concordance or at most only light discordance is dealt with. In the carbonate platform area also no coarse-grained basal transgressive formations can be found so that we are right in affirming that the continuity of sedimentation was disturbed only by the periodical interruptions as a reflection of weak or stronger epeirogenic movements of the carbonate platform. These movements gave rise to periodical land in the Mesozic; they also affected the differentiation of the environment and in this way had a considerable influence on the sedimentation.

Relatively continuous sedimentation - though of another type - also occurred all over the Jurassic period in the areas of the Dinaric carbonate platform near to the bar, i.e. in the back-reef areas.

The central and fore reef area is built by sediments the main constituents of which are fossils or their fragments. Consequently, the considered sedimentation is represented by organic biolithitic limestones and fore reef breccias.

The organic reef is composed of light gray, medium gray, gray, rarely dark gray biolithitic limestones. **Biolithitic limestones** are unstratified rocks of the calcareous remains of reef-building organisms cemented by calcium carbonate. The central reef was built by Jurassic reef-building organisms such as hydrozoans, sponges, corals, bryozoans, chaetetids, Algae, gastropods and other molluscs and echinoids. The relatively numerous bioherms and the extension of the reef carbonate rocks in southeastern Slovenia indicate reefs of barrier type. In the basal part of the reef limestones there are gray, dark gray, thick-bedded limestones with nodules, lenses and thin layers of chert. The reef limestones have a thickness of 400 m to 550 m. Hydrozoans were the main reef-building organisms there. Among the hydrozoans the predominant family is Sphaeractinidae with genres *Sphaeractinia* and *Ellipsactinia,* but there are also numerous other hydrozoans of Actinostromariicea. Therefore T u r n š e k (1966, 1969) named the hydrozoans of the northern area as the actinostromarid type. Chaetetids, corals and pelecypods are rare there. The form of the colonies, the great amount of the reef-building fauna, and the structure of the sediments indicate that this northern faunistic area was a true reef formation. Because of the great prevalence of the hydrozoan fauna, T u r n š e k (1966, 1969) even called it the hydrozoan reef. This actinostromarid reef formed a reef barrier that represented the border between the shelf and the deeper sea.

Fore reef breccias are sedimentary rocks formed by the consolidation of fragments of Jurassic limestone and reef-building organisms broken off from reefs by the action of waves. In the rocks the most frequent fragments are those of hydrozoans, corals and pelecypods. They are cemented by calcitic cement.

Conclusions

Three different paleogeographic and sedimentary areas are considered and in some way correlated in this paper; these are: the shelf lagoon area, the back-reef area, as well as central reef and fore reef areas. Likewise, in the Jurassic outcrops of southea-

stern Slovenia, generally five different facies are recognizable: shelf lagoon facies, oolitic facies, bioclastic facies as well as organic reef and fore reef facies.

Biostratigraphically, the area studied in greatest detail is the carbonate platform in the Kočevje area. Five cenozones and three subzones are present there; these are: *Palaeodasycladus mediterraneus, Mesoendothyra croatica, Selliporella donzellii, Macroporella sellii* and *Clypeina jurassica* (cenozones); *Orbitopsella praecursor, Clypeina jurassica,* and *Clypeina jurassica* + aberrant tintinnids (subzones). The cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* covers the Lower and Middle Liassic. Due to the lack of significant fossils, the zone of the platy dolomites (Lower Liassic) and the zone of spotted limestones (Upper Liassic) were separated. The cenozone *Mesoendothyra croatica* covers the lower part of the Middle Jurassic succession while the cenozone *Selliporella donzellii* covers the upper one. For the carbonate platform in the Slovenian part of the Outer Dinarides the bipartite subdivision of the Malm succession is proposed: the cenozone *Salpingoporella sellii,* covering the lower part of the Malm, and *Clypeina jurassica* representing the upper part of Malm.

In the Jurassic sedimentary succession of the back-reef area three following biostratigraphic units have been defined. The cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus,* the *Dictyoconus cayeuxi* horizon, and the cenozone *Protopeneroplis striata.* As in the inner carbonate platform, in the back reef area the cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* comprising Lower and Middle Liassic was established. The horizon *Dictyoconus cayeuxi* appears in Dogger. Finally, the third biostratigraphic unit, the *Protopeneroplis striata* cenozone includes the uppermost part of Dogger and Lower Malm.

Acknowledgements

The authors are most grateful to Dr. Dragica Turnšek for the determination of hydrozoans, sponges, corals and chaetetids and to Dr. Rajka Radoičić for determination of several microfossils and valuable suggestions. Appreciation is expressed to Prof. Dr. Mario Pleničar and Prof. Dr. Stanko Buser for critical review of the manuscript and to Prof. Dr. Simon Pirc for his revision of the translation into English. For technical assistance in drafting and typing we would like to thank Ms. Metka Karer and Ms. Marjeta Oman.

Biostratigrafija plitvovodnih jurskih plasti južnovzhodne Slovenije

Sklep

Jurske plasti so poleg triasnih najbolj razširjene kamnine obravnavanega ozemlja. Skladovnica jurskega apnenca in dolomita leži konkordantno na zgornjetriasnem dolomitu; prehod iz zgornjetriasnega stromatolitnega dolomita v zrnati bituminozni jurski (liasni) dolomit je postopen. Med Krko in Zagradcem predstavlja spodnjeliasne plasti apnenčev razvoj, kontakt z glavnim dolomitom pa je oster. Spodnjeliasni Krkini apnenci so plastnati, temno sivi do črni. V strukturnem pogledu prevladujejo mikriti in biomikriti z algami. V spodnjeliasnih apnencih je med drugim najdena in določena tudi alga *Palaeodasycladus mediterraneus* Pia. Poleg omenjenih se v spodnje-

liasnem zaporedju pojavljajo še oomikritni, intrasparitni in biointrasparitni apnenci z vložki intraformacijskih breč in konglomeratov, fenestralnih apnencev, stromatolitnih apnencev, tu in tam dolomitov. Našteti sedimenti kažejo izrazite plitvomorske karakteristike in so nastajali v podplimskem, medplimskem in nadplimskem okolju. Srednjeliasna sedimentacija je bila precej bolj pestra kot spodnjeliasna. Srednjeliasno sedimentno zaporedje sestoji iz zrnatih dolomitov, intraformacijskih dolomitnih breč, biopelmikritnih, oosparitnih, ointrasparitnih ter litiotidnih in megalodontidnih apnencev. Gre za eno najbolj tipičnih jurskih formacij, ki obsega pestro zaporedje karbonatnih sedimentov, katerim skupna značilnost je vsebnost litiotid. Litiotide so ponavadi nakopičene v obliki lumakel: V spodnjem delu so lumakele redkejše in tanjše ali pa najdemo le posamične preseke in litiotidne odlomke. Litiotidni apnenci so temno sivi do sivkasto črni biomikriti, redkeje biospariti. So debeloplastnati, slabo plastnati ali celo masivni. V spodnjem delu litiotidne enote se pogosto pojavljajo biointrasparitni, oosparitni in biomikritni apnenci z orbitopsellami in drugimi mikrofosili, niso pa tudi redki vložki dolomita. V litiotidni formaciji prevladuje biostromni tip sedimentacije, zrnati apnenci in dolomiti pa so nastajali predvsem v plitvem podplimskem, medplimskem in tudi nadplimskem okolju. V srednjeliasnih plasteh južnovzhodne Slovenije so bogata nahajališča značilnih školjk, ki so v pliensbachiju in toarciju množično poselile obsežne med seboj povezane plitvomorske predele Dinarske karbonatne platforme. Najzanimivejše so tri vrste velikih školjk (B u s e r & D e b e l j a k, 1994/95): *Lithiotis problematica, Cochlearites loppianus* in *Lithiopedalion scutatus*. Poleg teh najdemo v srednjeliasnih apnencih še druge rodove, kakor npr. *Gervilleioperna, Mytilus, Opisoma* in *Pachyrisma* (s podrodovoma *Pachymegalodon* in *Durga).*

Zgornjeliasne plasti se pojavljajo v obliki nekaj deset metrov debelega pasu. Odgovarjajo formaciji marogastih apnencev. Gre za sive do sivkasto črne mikritne in dismikritne apnence z redkimi ostanki alg in foraminifer. V mikritno osnovo so bili z valovi in tokovi naneseni bolj ali manj številni ooidi, pseudoooidi, onkoidi ali intraklasti. Med teksturnimi oblikami opazujemo v teh apnencih le rahlo, zelo drobno laminacijo. Po strukturnih in teksturnih posebnostih obravnavanih sedimentov sklepamo, da so se le-ti oblikovali v zatišnem delu šelfa, okolje pa je moralo biti za žive organizme precej neugodno. Po stratigrafski legi sodeč, je opisano zaporedje sedimentov zgornjeliasne starosti. Leži namreč med litiotidnimi apnenci in doggerskimi oolitnimi apnenci.

Konkordantno na marogastih apnencih leže foraminiferni, algni in mikritni apnenci, med katerimi prevladujejo temno sivi mikritni apnenci z vložki foraminifernih in algnih biomikritnih apnencev. V spodnjem delu skladovnice prevladujejo med apnenci biomikriti z mezoendotirami, v zgornjem delu pa biomikriti s selliporelami. Zgornjedoggersko skladovnico sestavljajo apnenec, apnenčeva breča in dolomit. Opisano zaporedje je običajno revno s fosili. Sedimentne oblike in posebnosti spodnjedoggerskih kamenin kažejo na pretežno mirno sedimentacijo v plitvem zaprtem šelfu, ponekod tudi v plitvih lagunah.

Sem in tja so se na prehodu iz liasne v doggersko dobo sedimentacijske razmere močno spremenile, kljub temu pa se je karbonatna sedimentacija še naprej nadaljevala. Nad marogastimi apnenci leži več kot sto metrov debela skladovnica temno sivih, sivkasto črnih in črnih, redkeje sivih oolitnih apnencev, v katerih so našli spodnjedoggersko in srednjedoggersko mikrofavno in floro. V strukturnem pogledu gre za srednjezrnate oosparitne in intraoosparitne apnence, ki se ločijo od spodnjemalskih oolitnih apnencev po temnejši barvi in po tem, da ne vsebujejo grebenske favne.

Povečini gre za dobro sortirane in izprane sedimente, ki vsebujejo v glavnem le redke odlomke fosilov. V glavnem gre za foraminifere. Največ mikrofavne in flore sledimo v tankih vložkih sivih in temno sivih biomikritov.

Lagunske plasti spodnjega dela malma so litološko zelo pestre. Njihovo zaporedje se ponavadi prične s srednje sivim in sivim plastnatim sparitnim, mikritnim in biomikritnim apnencem, ki so bolj ali manj dolomitizirani. Navzgor sledi temno sivi in črni plastnati apnenec, ki pripada različnim strukturnim tipom. Za ta del zaporedja so ponekod značilne lumakele z brahiopodi in vložki dolomita s cladocoropsisi. V vrhnjem delu zaporedja prevladujejo biokalkareniti, ponekod pa so ugotovljeni tudi manjši grebeni in leče oolitnega in onkoidnega apnenca. V spodnjem in srednjem delu obravnavanega sedimentnega zaporedja so tanjše in debelejše partije drobno-, srednje- in debelozrnatega, nekoliko bituminoznega dolomita. Spodnjemalmsko zaporedje sedimentov zaključujejo plasti intraformacijskega konglomerata in breče. Našteti sedimenti so ponavadi jasno plastnati in ponekod laminirani ali celo stromatolitni. Struktura je zelo drobnozrnata, arenitna in ruditna. V strukturnem pogledu ločimo mikritne, biomikritne, pelmikritne, intrasparitne, biointrasparitne in druge prehodne oblike. Opisane spodnjemalmske plasti so se oblikovale na obsežni karbonatni platformi v mirni vodi plitvih lagun ter v med- in podplimskem pasu. Tu se je usedalo apnenčevo blato, iz katerega je nastal mikrit. Okolje je bilo ugodno predvsem za razvoj alg in foraminifer, manj za druge organizme. Od časa do časa so nastopile ugodne razmere za rast spongij, brahiopodov, školjk in polžev. S kopičenjem njihovih skeletov so ponekod nastale lumakele, ki so se ohranile v obliki tanjših vložkov znotraj spodnjemalmske skladovnice.

Oolitne apnence srečujemo v juri že v srednjeliasnih plasteh, vendar se tu pojavljajo le v obliki tanjših ali debelejših vložkov. Nekaj sto metrov debelo skladovnico oolitnih apnencev pa imamo v spodnjem delu malmskih plasti. Gre za masivne, ponekod tudi slabo plastnate, praviloma dobro sortirane oosparitne, ooonkosparitne in intraosparitne apnence, ki vsebujejo bolj ali manj številne foraminifere, alge, odlomke moluskov ter posamične korale in hidrozoje. Večinoma gre za dobro izprane apnence tipa "grainstone". Slabo izprani oolitni apnenci so redki, pripadajo pa oomikritu in biomikritu tipa "packstone". V oolitnih apnencih dobimo vložke mikritov, biomikritov, včasih tudi nepravilne leče ali vložke poznodiagenetskega dolomita. V oolitnih apnencih se pojavljajo vodoravna in navzkrižna laminiranost ter postopna zrnavost. Ponekod so organizmi nakopičeni v toliki množini, da sestavljajo manjše ozke grebene, ki se bočno izklinjajo. Med grebenotvornimi organizmi so prevladovali hidrozoji, spongije in korale, na območju grebenov pa so živeli tudi polži (nerineide), školjke, briozoji, alge in foraminifere. Redki so bili grebeni, ki so jih sestavljali stromatoporoidi, korale in hetetide. Opisane grebene uvrščamo med zatišne grebene.

Proti koncu spodnjega malma je morje postajalo vse plitvejše. Med spodnjim in zgornjim kimmeridgijem je ponekod prišlo celo do lokalnih emerzij. Na nastalem kopnem sta nastajala breča in boksit. Talnino malmskega boksita sestavljajo oolitni apnenci, ki so na površini precej zakraseli. Malmski boksiti so sivkasto, opekasto, rjavo in oranžno rdeči, redkeje sivkasto rumeni. Struktura boksitov je pelitna, oolitna in pizolitna. Boksiti se pojavljajo v lečah in tankih plasteh. Debelina boksitnih teles je nekaj metrov. Ponekod imajo povečano vsebnost kaolinita in jih prištevamo h glinastim boksitom. V sestavi boksitov se najpogosteje pojavljajo boehmit, kaolinit, hematit in kremen.

Zgornjemalmsko zaporedje sedimentov sestavljajo algni in foraminiferni apnenci, dolomiti in njihove breče. Sedimenti, ki smo jih uvrstili v zgornji malm, se odlikujejo

z bogato mikrofosilno združbo modro zelenih alg in bentonskih foraminifer, zaradi česar jih upravičeno imenujemo algni in foraminiferni. Zgornjemalmski sedimenti južnovzhodne Slovenije so nastajali na obsežni karbonatni platformi v plitvi vodi podplimskih, medplimskih, nadplimskih in tudi lagunarnih okolij. Prisotnost organske snovi, s katero so ti sedimenti ponekod impregnirani in jim v večini primerov daje temno rjavkasto barvo, kaže na občasno redukcijsko okolje. Nadplimski konglomerat in laminiti z izsušitvenimi razpokami so se oblikovali v medplimskem in nadplimskem okolju.

Konkordantno in kontinuirano na opisanem jurskem sedimentnem zaporedju leže spodnjekredne plasti. Ponekod se med vrhnjimi jurskimi in bazalnimi krednimi plastmi opaža rahla kotna diskordanca, na jurskih kamninah pa počivajo tektonsko in erozijsko odložene, nekaj sto metrov debele plasti berriasijsko-valanginijsko-hauterivijskega konglomerata. V biostratigrafskem pogledu je bila razmejitev obeh sistemov postopna. Plasti, ki vsebujejo združbo klipein in tintinin, ter plasti z aberantnimi tintininami so še malmske. Navzgor sledijo sedimenti z neznačilno in mešano mikrofavno in floro, ki kaže na berriasijsko stopnjo.

Zahvala

Avtorja se zahvaljujeva dr. Dragici Turnšek za determinacijo hidrozojev, spongij, koral in hetetid ter dr. Rajki Radoičić za določanje več mikrofosilov in za koristne nasvete. Za kritično oceno rokopisa, ki je pripomogla k njegovi izboljšavi, se zahvaljujeva akad. prof. dr. Mariu Pleničarju in uredniku revije prof. dr. Stanku Buserju. Nadaljnja zahvala velja prof. dr. Simonu Pircu za pomoč pri prevajanju v angleščino, sodelavkam Meti Karer, Majdi Saradjen in Marjeti Oman pa za tehnično pripravo članka.

References

Bukovac, J., Velić, I. & Sokač, B. 1974: Stratigraphic gap Middle Lias-Middle Malm. Locality Martinšćak (south from Karlovac). Excursion guide book. - The 3rd Symposium of the Yugoslav Sedimentologists, 3-6, Zagreb.

Bukovac, J., Poljak, M., Šušnjar, M. & Čakalo, M. 1984: The explanatory text of the Črnomelj sheet. Basic geologic map of Yugoslavia, 1:100 000.- Federal Geological Survey, 1-63 pp., Beograd.

Buser, S. 1965: Stratigrafski razvoj jurskih skladov na južnem Primorskem, Notranjskem in zahodni Dolenjski. - Doktorska disertacija, 101 pp. 20 pl., 3 geol. karte. Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Aškerčeva 2, Ljubljana.

Buser, S. 1974: The explanatory text of the Ribnica map sheet. Basic geologic map of Yugoslavia, 1:100 000. - Federal Geological Survey, 1-60 pp., Beograd.

Buser, S. 1978: The Jurassic strata of Trnovski gozd, Hrušica and Logaška planota.- Rud.-Met. Zbornik, *4*, 385-406, Ljubljana.

Buser, S, & Debeljak, I. 1994/95: Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. - Geologija, *37, 38*, 23-62, Ljubljana.

Catenacci, E., De Castro, P. & Sgrosso, I. 1963: Complesse-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese. - Mem. Soc. Geol. Ital., *4*, 1-20, Bologna.

Crescenti, U. 1966: Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. - Bol. Soc. Geol. Ital., *4*, 541-579, Roma.

Crescenti, U. 1969: Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni. - Geol. Romana, *8*, 15-40, Roma.

Crescenti, U. & Sartoni, S. 1964: Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell'Italia meridionale. - Mem. Soc. Geol. Ital., *4, 2*, 685-692, Bologna.

De Castro, P. 1962: II Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle del Irno e della Piana di Montoro. - Boll. Soc. Natur., *71*, 3-34, Napoli.

De Castro, P. 1963: Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunei.- Boll. Soc. Natur., *71*, 16-19, Napoli.

Dozet, S. 1989: Tectonic movements in the Younger Paleozoic and Mesozoic in the Kočevje area (Southern Slovenia). - Rud.-Met. Zbornik, *36/4*, 663-673, Ljubljana.

Dozet, S. 1990: Biostratigraphic subdivision of the Jurassic and Lower Cretaceous beds in Kočevje and Gorski Kotar area. - Rud.-Met. Zbornik, *33/1*, 3-18, Ljubljana.

Dozet, S. 1993: Lofer cyclothems from the Lower Liassic Krka Limestones. - Riv. It. Paleont. Strat., *99*, 1, 88-100, Milano.

Dozet, S. 1994: Stratigraphy of the Suha Krajina area (Slovenia) and stratigraphic gap Middle Liassic-Lower Malm. - Rud.-Met. Zbornik, *41*, 231-238, Ljubljana.

Dozet, S. 1996: Foraminiferal and algal biostratigraphy of the Jurassic beds in southeastern Slovenia. - Rud.-Met. Zbornik, *43/1-2*, 3-10, Ljubljana.

Dozet, S. & Šribar, L. 1981: Biostratigraphy of Jurassic beds south of Prezid in Gorski Kotar area. - Geol.-Razpr. Por., *24, 1*, 109-126, Ljubljana.

Farinacci, A. & Radoičić, R. 1964: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. - Ric. sci., *34, 2a*, 269-300, Roma.

Fisher, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Symposium on cyclic sedimentation. In: Merriam D. F. (Ed). - Kansas Geol. Surv., Bull., *169*, 107-149, Lawrence.

Folk, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *43*, 1, 1-38, Tulsa.

Gušić, I. 1969: Biostratigraphic and micropaleontologic characteristics of some Jurassic cross-sections in central Croatia. - Geol. Vjes., *22*, 89-97, Zagreb.

Gušić, I., Nikler, L. & Sokač, B. 1971: The Jurassic in the Dinaric mountains of Croatia and the problems of its subdivision. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., *54/2*, 165-183, Budapest.

Nikler, L. & Sokač, B. 1968: Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit. - Geol. Vjesn., *21*, 161-176, Zagreb.

Pleničar, M. 1970: The explanatory text of the Postojna map sheet. Basic geologic map of Yugoslavia, 1:100 000. - Federal Geological Survey, 1-62 pp., Beograd.

Pleničar, M. & Premru, U. 1977: The explanatory text of the Novo mesto map sheet. Basic geologic map of Yugoslavia, 1:100 000. - Federal Geological Survey, 61 pp., Beograd.

Radoičić, R. 1964: Micropaleontologic characteristics and stratigraphic correlation of some Jurassic columns in Outer Dinarides. - Nafta, *10*, 293-303, Zagreb.

Radoičić, R. 1966: Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. - Geologija, *9*, 5-378, Ljubljana.

Radoičić, R. 1969: La branche aberrante des Tintinnines fossiles. (Sous-Ordre Tintinnina). - Palaeont. Jugoslavica, SAZU, *9*, 5-71, Zagreb.

Radoičić, R. 1987: *Spiraloconulus perconigi* Allemann & Schroeder (Foraminifera) in some Jurassic series of Yugoslavia, Greece and Iraq. - Geol. glas., *12*, 117-139, Titograd.

Sartoni, S. & Crescenti, U. 1959: La zona a *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia) nel Lias dell'Appennino meridionale. - Giorn. Geol. Ann. Museo Geol., *2, 27*, 115-139, Bologna.

Sartoni, S. & Crescenti, U. 1962: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. - Giorn. Geol. Ann. Museo Geol., *2a, 29*, 161-304, Bologna.

Savić, D. & Dozet, S. 1985: The explanatory text of the Delnice map sheet. Basic geologic map of Yugoslavia, 1:100 000. - Federal Geological Survey, 66 pp., Beograd.

Strohmenger, C. & Dozet, S. 1991: Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha Krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia). - Geologija, *33*, 315-351, Ljubljana.

Šparica, M. 1981: The Mesozoic of the Banija, Kordun and Bosnia area. -Nafta, 2-5, Zagreb.

Tollmann, A. 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - Geotektonische Forschungen, *21*, 1-156, Stuttgart.

Turnšek, D. 1966: Upper Jurassic hydrozoan fauna from southern Slovenia. - Razpr. Prir. Med. Ved., Cl. 4, *9, 8*, 337-428, Ljubljana.

Turnšek, D. 1969: A contribution to the paleoecology of Jurassic hydrozoa from Slovenia. - Razpr. Prir. Med. Ved., Cl. 4, *12, 5*, 211-237, Ljubljana.

Turnšek, D. 1972: Upper Jurassic corals of southern Slovenia. - Razpr. Prir. Med. Ved., Cl. 4, *15, 6*, 147-265, Ljubljana.

Turnšek, D., Buser, S. & Ogorelec, B. 1981: An Upper Jurassic reef complex from Slovenia, Yugoslavia. - SEPM. spec. publ., *30*, 361-369, Tulsa.

Velić, I. 1977: Jurassic and Lower Cretaceous assemblage-zones in Mt. Velika Kapela, Central Croatia. - Prir. Istr. Acta Geol., *9, 2*, 42, 15-37, Zagreb.

Plate 1 - Tabla 1

1 Biooosparitic limestone with fragments of gastropods and pelecypods (8 ×)
Cross-section Krka-Hočevje, Lower Liassic

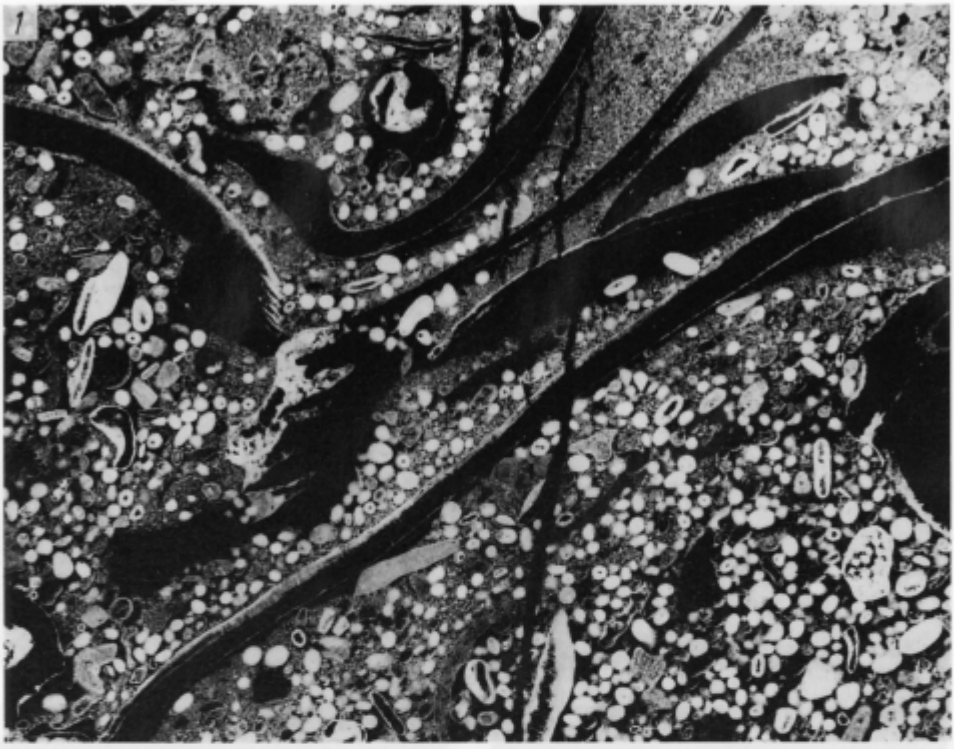
Biooosparitni apnenec z ostanki polžev in školjk (8 ×)
Profil Krka-Hočevje, spodnji lias

2 Biopelmicrosparitic limestone with remains of alga *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), 30 ×, Mala gora - Middle Liassic

Biopelmikrosparitni apnenec z ostanki alg *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), 30 ×
Mala gora - srednji lias

3 Pelintrasparitic limestone with *Orbitopsella praecursor* (Guembel), 35 ×
Trnovski gozd, Middle Liassic

Pelintrasparitni apnenec z algo *Orbitopsella praecursor* (Guembel), 35 ×
Trnovski gozd, srednji lias


1

2

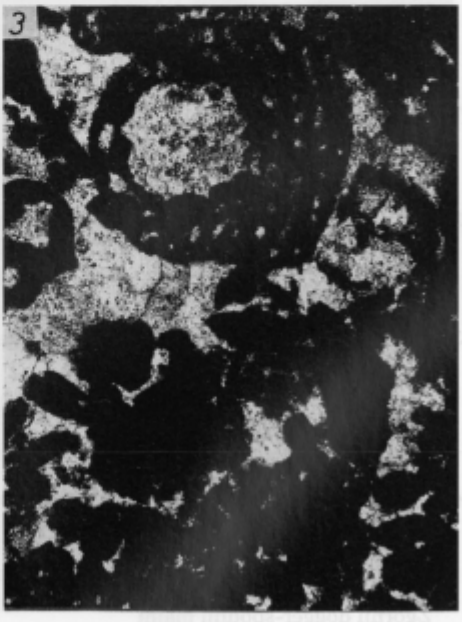

3

Plate 2 - Tabla 2

1 Pelmicrosparitic limestone with *Orbitopsella praecursor* (Guembel), 34 ×
Dolenja Ponikva, Middle Liassic

Pelmikrosparitni apnenec z *Orbitopsella praecursor* (Guembel), 34 ×
Dolenja Ponikva, srednji lias

2 Oosparitic limestone with foraminifer *Protopeneroplis striata* Weynschenk (84 ×)
Cross section Krka-Hočevje, Dogger-Malm

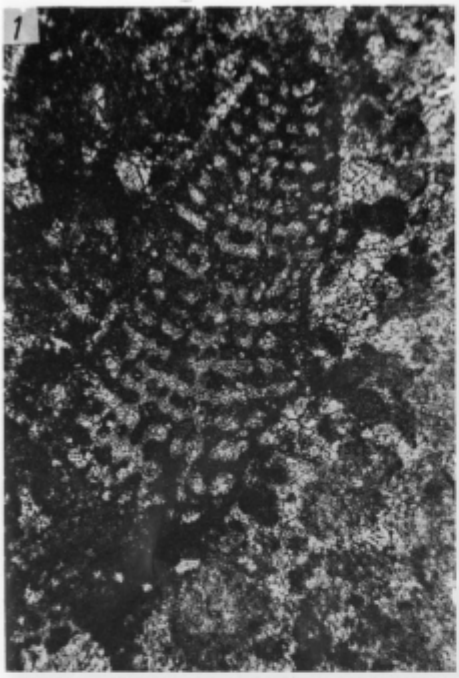
Oosparitni apnenec s foraminifero *Protopeneroplis striata* Weynschenk (84 ×)
Profil Krka-Hočevje, dogger-malm

3 Dismicrosparitic limestone with foraminifer *Protopeneroplis striata* Weynschenk (70 ×)
W of Komarna vas
Upper Dogger-Lower Malm

Dismikrosparitni apnenec s foraminifero *Protopeneroplis striata* Weynschenk (70 ×)
W od Komarne vasi
Zgornji dogger-spodnji malm

4 *Pfenderina salernitana* Sartoni & Crescenti (34 ×)
W of Komarna vas
Upper Dogger-Lower Malm

Pfenderina salernitana Sartoni & Crescenti (34 ×)
W od Komarne vasi
Zgornji dogger-spodnji malm


1

2

3

4

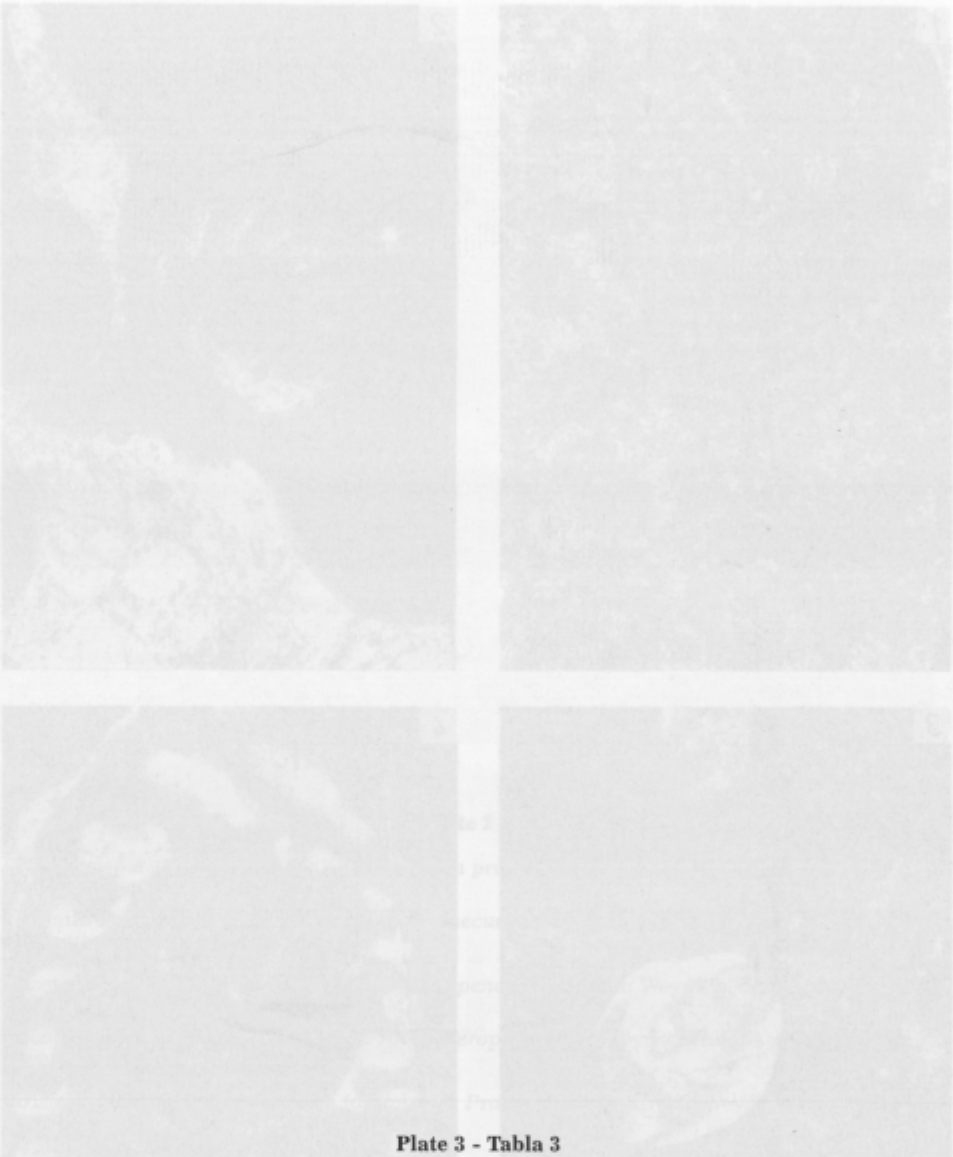


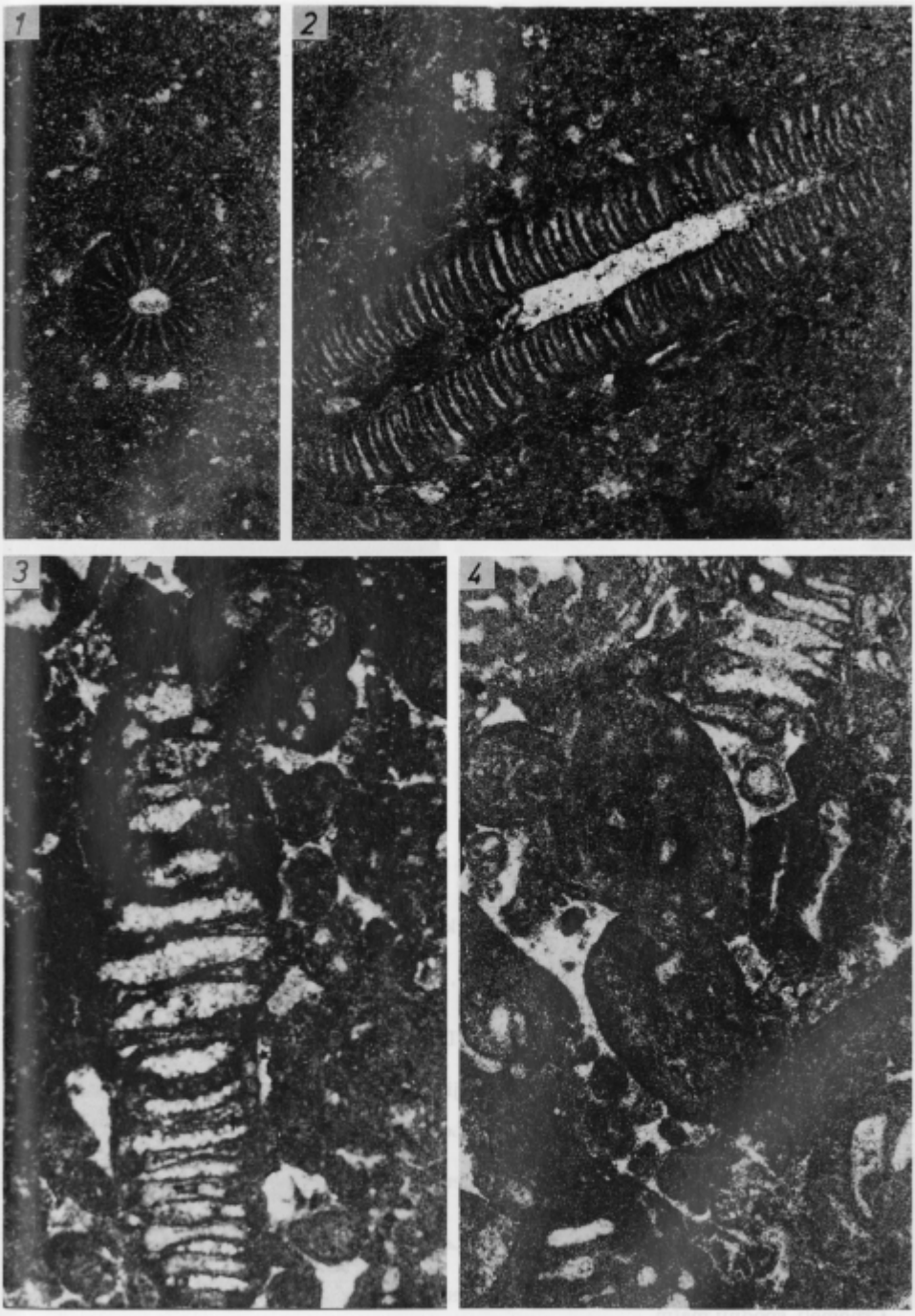
Plate 3 - Tabla 3

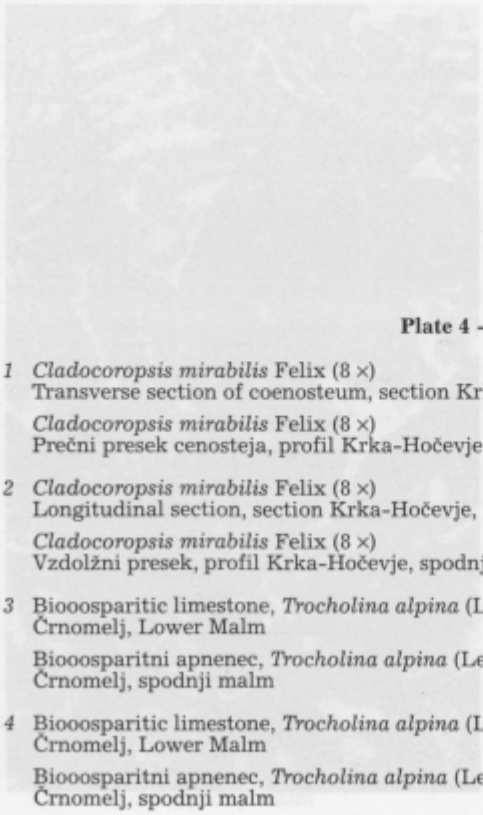
1, 2 Microsparitic limestone with alga *Salpingoporella sellii* (Crescenti), 42 ×
NE of Milanov vrh, Lower Malm

Mikrosparitni apnenec z algo *Salpingoporella sellii* (Crescenti), 42 ×
NE od Milanovega vrha, spodnji malm

3, 4 Biointrasparitic limestone with trocholinids, pfenderinas and verneuilinidas (42 ×)
N of Ajbik, Lower Malm

Biointrasparitni apnenec s trocholinami, pfenderinami in verneuilinidami (42 ×)
N od Ajbika, spodnji malm


1
2
3
4



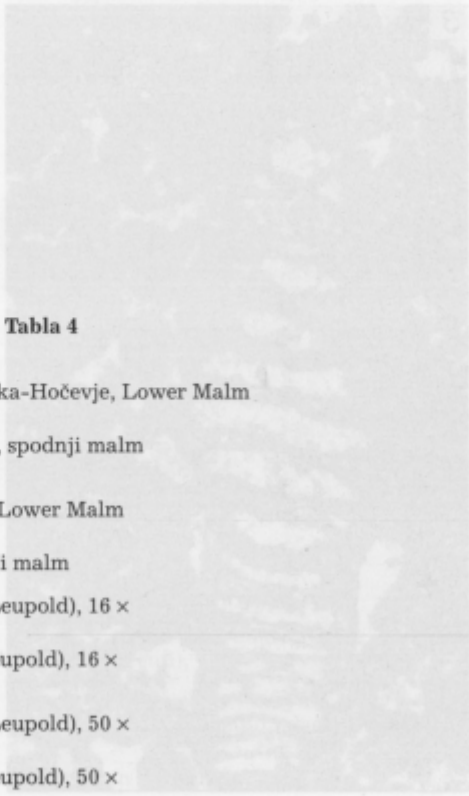


Plate 4 - Tabla 4

1 *Cladocoropsis mirabilis* Felix (8 ×)
Transverse section of coenosteum, section Krka-Hočevje, Lower Malm

Cladocoropsis mirabilis Felix (8 ×)
Prečni presek cenosteja, profil Krka-Hočevje, spodnji malm

2 *Cladocoropsis mirabilis* Felix (8 ×)
Longitudinal section, section Krka-Hočevje, Lower Malm

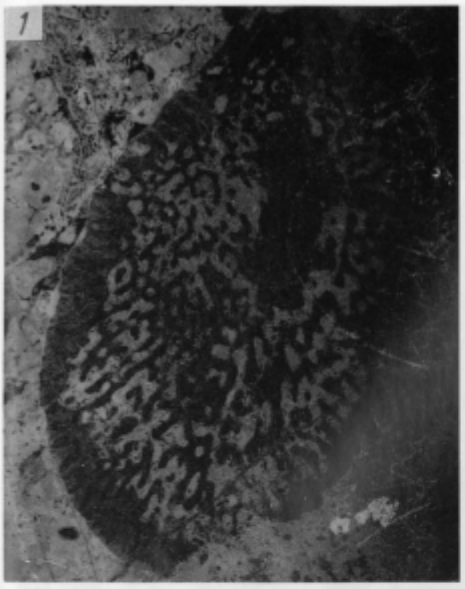
Cladocoropsis mirabilis Felix (8 ×)
Vzdolžni presek, profil Krka-Hočevje, spodnji malm

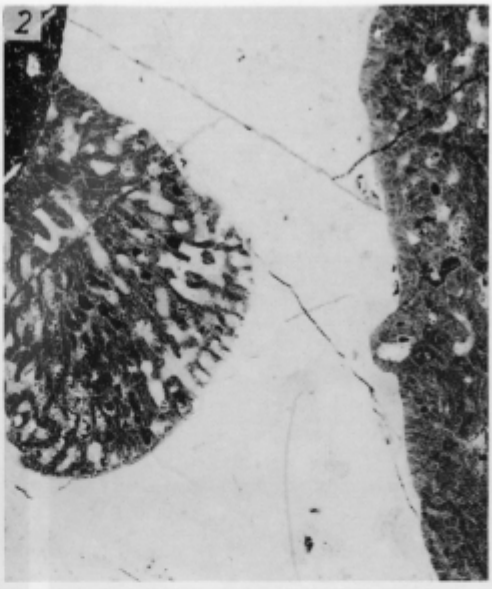
3 Biooosparitic limestone, *Trocholina alpina* (Leupold), 16 ×
Črnomelj, Lower Malm

Biooosparitni apnenec, *Trocholina alpina* (Leupold), 16 ×
Črnomelj, spodnji malm

4 Biooosparitic limestone, *Trocholina alpina* (Leupold), 50 ×
Črnomelj, Lower Malm

Biooosparitni apnenec, *Trocholina alpina* (Leupold), 50 ×
Črnomelj, spodnji malm


1


2

3

4

Plate 5 - Tabla 5

1 Biopelmicrosparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
N of Ajbik, Upper Malm

Biopelmikrosparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
N od Ajbika, zgornji malm

2 Algal biolithite, *Clypeina jurassica* Favre (8 ×)
N of Ajbik, Upper Malm

Algni biolitit, *Clypeina jurassica* Favre (8 ×)
N od Ajbika, zgornji malm

3 Biopelmicrosparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
N of Ajbik, Upper Malm

Biopelmikrosparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
N od Ajbika, zgornji malm

4 Biopelmicrosparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
Čabranska polica, Upper Malm

Biopelmikrosparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre (18 ×)
Čabranska polica, zgornji malm

1

2

3

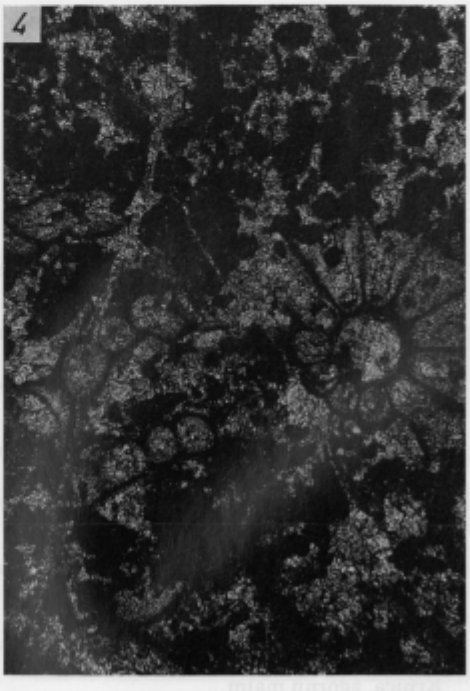

4

Plate 6 - Tabla 6

1 Biopelsparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre and aberrant tintinnids (34 ×), NW of Vid, Upper Malm

Biopelsparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre in aberantnimi tintininami (34 ×), NW od Vida, zgornji malm

2 Biointrasparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre and aberrant tintinnids (34 ×), Škrempljevec, Upper Malm

Biointrasparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre in aberantnimi tintininami (34 ×), Škrempljevec, zgornji malm

3 Biointrasparitic limestone with alga *Clypeina jurassica* Favre and aberrant tintinnids (34 ×), NW of Vid, Upper Malm

Biointrasparitni apnenec z algo *Clypeina jurassica* Favre in aberantnimi tintininami (34 ×), NW od Vida, zgornji malm

4 Detritic biolithitic limestone, *Clypeina jurassica* Favre, *Solenopora* sp., *Tintinnopsella* sp., (30 ×)
Krnica, Upper Malm

Detritični biolititni apnenec, *Clypeina jurassica* Favre, *Solenopora* sp., *Tintinnopsella* sp., (30 ×),
Krnica, zgornji malm

1

2

3

4

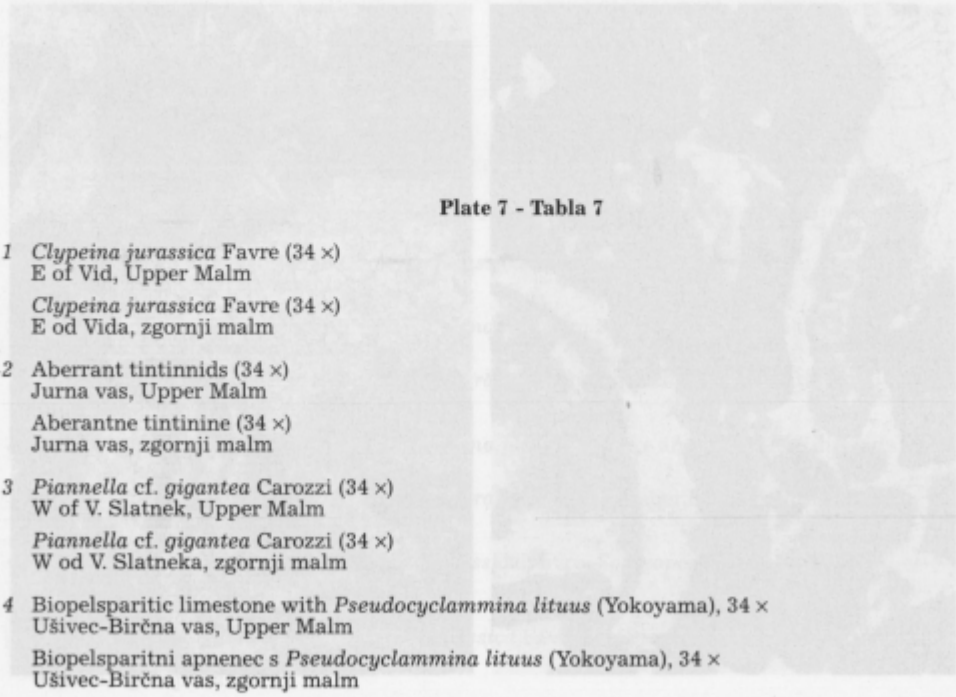


Plate 7 - Tabla 7

1 *Clypeina jurassica* Favre (34 ×)
E of Vid, Upper Malm

Clypeina jurassica Favre (34 ×)
E od Vida, zgornji malm

2 Aberrant tintinnids (34 ×)
Jurna vas, Upper Malm

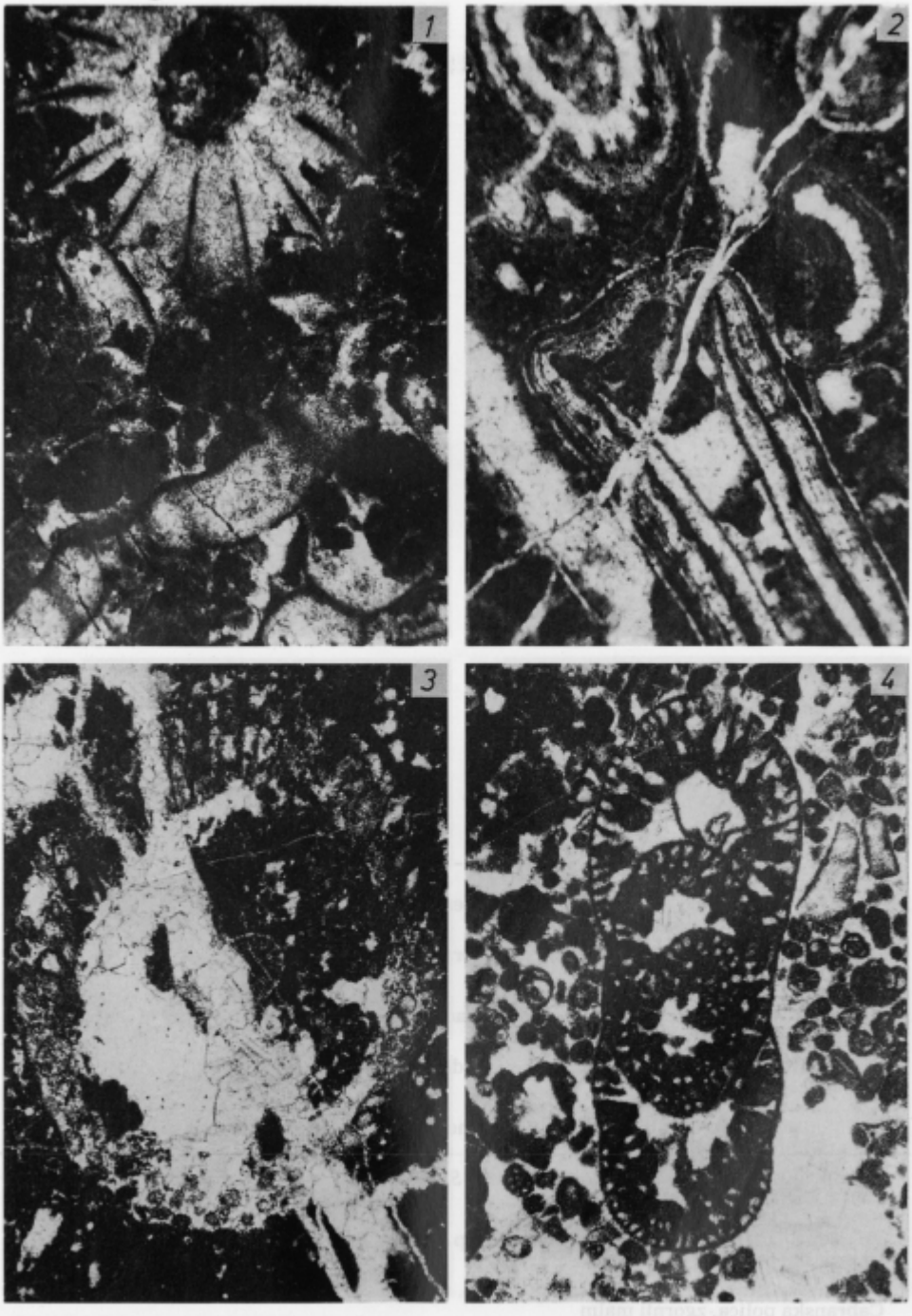
Aberantne tintinine (34 ×)
Jurna vas, zgornji malm

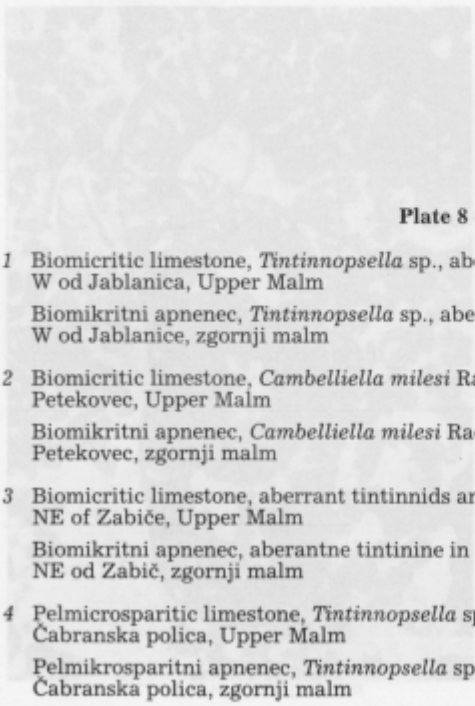
3 *Piannella* cf. *gigantea* Carozzi (34 ×)
W of V. Slatnek, Upper Malm

Piannella cf. *gigantea* Carozzi (34 ×)
W od V. Slatneka, zgornji malm

4 Biopelsparitic limestone with *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), 34 ×
Ušivec-Birčna vas, Upper Malm

Biopelsparitni apnenec s *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), 34 ×
Ušivec-Birčna vas, zgornji malm


1
2
3
4



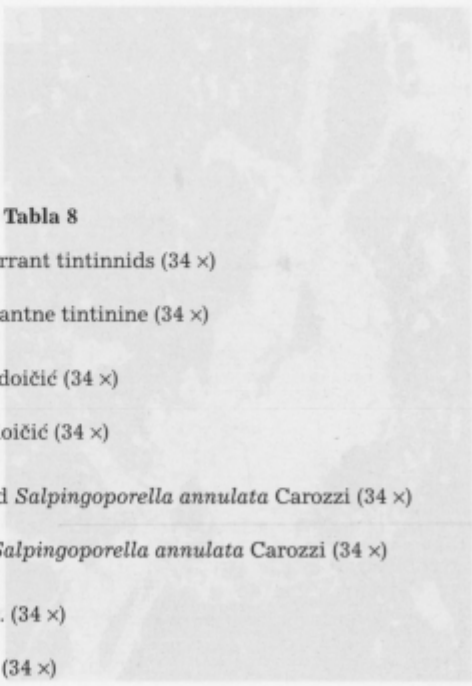


Plate 8 - Tabla 8

1 Biomicritic limestone, *Tintinnopsella* sp., aberrant tintinnids (34 ×)
W od Jablanica, Upper Malm

Biomikritni apnenec, *Tintinnopsella* sp., aberantne tintinine (34 ×)
W od Jablanice, zgornji malm

2 Biomicritic limestone, *Cambelliella milesi* Radoičić (34 ×)
Petekovec, Upper Malm

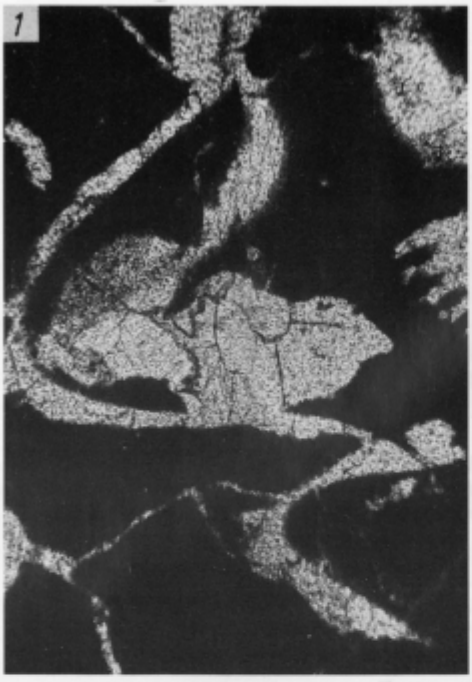
Biomikritni apnenec, *Cambelliella milesi* Radoičić (34 ×)
Petekovec, zgornji malm

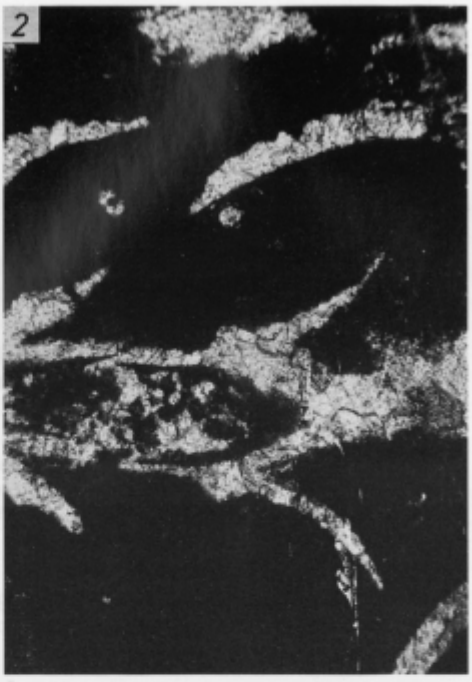
3 Biomicritic limestone, aberrant tintinnids and *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
NE of Zabiče, Upper Malm

Biomikritni apnenec, aberantne tintinine in *Salpingoporella annulata* Carozzi (34 ×)
NE od Zabič, zgornji malm

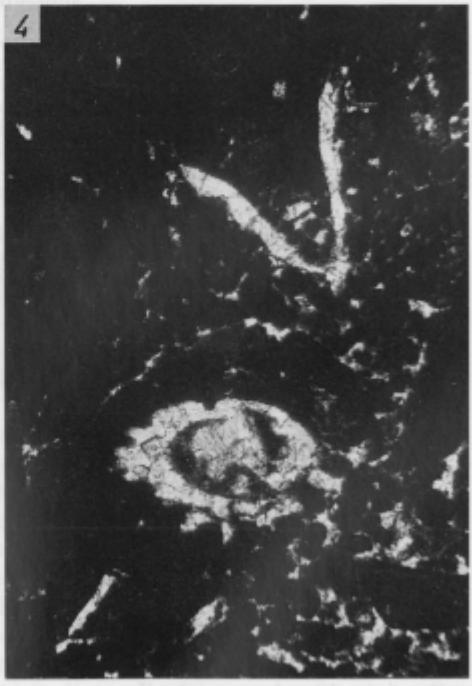
4 Pelmicrosparitic limestone, *Tintinnopsella* sp. (34 ×)
Čabranska polica, Upper Malm

Pelmikrosparitni apnenec, *Tintinnopsella* sp. (34 ×)
Čabranska polica, zgornji malm


1


2

3


4

Cabranska polica, zgornji malm

GEOLOGIJA *40*, 223–232 (1997), Ljubljana 1998

Conodonten-Stratigraphie der Obertrias von Slowenien Ergebnisse eigener Untersuchungen

Zgornjetriasna konodontna stratigrafija v Sloveniji Rezultati lastnih raziskav

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana

Schlüsselworte: Conodonten, Biostratigraphie, Obertrias, Slowenien
Ključne besede: konodonti, biostratigrafija, zgornji trias, Slovenija

Zusammenfassung

Bedeutende Ergebnisse meiner obertriassischen Conodonten-Untersuchungen in Slowenien sind dargestellt. Die untersuchten conodontenführenden Kalke sind überwiegend oberkarnischen Alters mit den häufigsten Arten *Paragondolella polygnathiformis* und *Epigondolella nodosa*, nur untergeordnet norischen Alters mit der häufigsten Art *Epigondolella abneptis*.

Kratka vsebina

Predstavljeni so pomembnejši izsledki mojih zgornjetriasnih konodontnih raziskav v Sloveniji. Raziskovani apnenci s konodonti so pretežno zgornjekarnijski z najpogostnejšima vrstama *Paragondolella polygnathiformis* in *Epigondolella nodosa*, manj je norijskih apnencev z najpogostnejšo vrsto *Epigondolella abneptis*.

IUGS UNESCO P 359

Einleitung

In den letzten Jahrzehnten habe ich meine biostratigraphischen Untersuchungen überwiegend den Conodontenuntersuchungen gewidmet. Die neuuntersuchten Obertrias-Schichten lieferten seltener leitende Makrofossilien und die Schichten konnte man nicht stratigraphisch einstufen und feiner gliedern. Auch die meist seltenen Mikrofossilien waren feinstratigraphisch meist nicht brauchbar.

Bei den Conodontenuntersuchungen konnte ich anhand von Conodonten an mehreren Stellen eine sichere stratigraphische Einstufung des Karn und des Nor besonders in makrofossilleeren Kalken erzielen oder das vermutete Alter bestätigen. Mehrere feinstratigraphischen Conodontenuntersuchungen stehen jedoch weiterhin noch aus. Vor Augen habe ich auch die schon angekündigten Revisionen der Obertrias-Co-

nodonten und andere Revisionen, die von Conodontenforschern im Gange sind. Deshalb ist auch manches Neue in Nomenklatur noch zu erwarten.

Regional-geologische Einleitung

Die tiefsten Obertrias-Schichten (Cordevol-Unterstufe) konnte ich mit Conodonten nicht nachweisen. Cordevol ist meist als zuckerförmiger Dolomit oder Diploporenkalk ausgebildet. In den Julischen Alpen ist er einerseits als Korallen-Spongien-Riffkalk und anderswo als diploporenführender Kalk vertreten. Häufige Übergänge von der Mitteltrias zur Obertrias sind nachgewiesen.

Im Oberkarn (Tuval) hat sich das vorher seichte Meer vertieft; conodontenführende Kalke sind in Slowenien weit verbreitet. Sie sind in den Julischen Alpen und deren Vorland, im Mittel- und Ostslowenien vertreten und als dunkle, gut gebankte Kalke und mergelige Kalke, hie und da mit mergeligen Zwischenlagen ausgebildet.

Die norische und rhaetische Stufe sind in Slowenien grösstenteils als Dachsteinkalk und Dolomit ("Hauptdolomit") ausgebildet. Der Bildungsraum des Nor/Rhaet-Dolomites war eine seichte Lagunenregion, des geschichteten Dachsteinkalkes eine Flachsee, des Dachstein-Riffkalkes ein Vorriff, -Riff- und Hinterriff-Bereich. In diesen Sedimentationsbereichen waren die Bedingungen anscheinend lebensfeindlich bzw. nicht gut geeignet für das Leben der Conodontentiere.

In den Julischen Alpen und in den Kamniker-Savinjer Alpen hat man auch eine tiefmarine Ausbildung des Nor nachgewiesen. Die hornsteinführenden gut gebankten Kalke führen auch leitende Conodonten. Die Conodonten beweisen den norischen Anteil auch in den obersten Amphiclinen-Schichten und in den Kalken von Železniki.

Kossmatschen Amphiclinen-Schichten, hornsteinführender Plattenkalk von Škofja Loka (Bischoflack), Kalke und Dolomite von Železniki (Eisnern)

Die Conodontenuntersuchungen haben auch einen bedeutenden Beitrag zum Alter der noch nicht befriedigend geklärten chronostratigraphischen Position folgender Kossmatscher stratigraphischer Einheiten gebracht: 1. Dunkle Kalke und sandig tonige Schichten mit Amphiclinen (= Amphiclinen-Schichten), 2. hornsteinführender Plattenkalk von Škofja Loka und 3. Kalke und Dolomite von Železniki (K o s s m a t, 1910).

Amphiclinen-Schichten

Hudajužna. In der Ortschaft Hudajužna (Bača-Tal) lieferten die Amphiclinen-Schichten (Tonschieferkomplex mit Einschaltungen von Sandsteinen und Kalkbänken) auch eine artenarme Conodontenfauna mit *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov), *Ozarkodina tortilis* (Tatge) und *Enantiognathus ziegleri* (Diebel). 251 Exemplare von *P. polygnathiformis* aus sämtlichen conodontenführenden Bänken des Strassenprofiles wurden gefunden. Sie beweisen das obere Karn (Tuval): die Paragondolella polygnathiformis-Zone von Mosher 1968 (F l ü g e l, 1969, 137; F l ü g e l & R a m o v š, 1970). Ausser der Art *P. polygnathiformis* kommt auch *Epigondolella nodosa* vor: "Exemplare mit dem gekörnten Plattformrand" (in F l ü g e l

& R a m o v š, 1970, 24, Taf. 1, Fig. 3). Die Conodontenfauna von Hudajužna ist in die *Epigondolella nodosa* A.-Z. einzustufen (nach K o z u r, 1989a, 394).

Südabhang des Porezen-Berges. Die Amphiclinen-Schichten, weit verbreitet im Gebiet vom Südostabhang des Porezen-Berges, nördlich von Cerkno und östlich von Poče im Osten, ziehen sich gegen Westen über das Bača-Tal bei Hudajužna und Grahovo weiter nach westen über Temljine und Loje. Sie wurden von Kossmat als dunkle Kalke und sandigtonige Schichten mit Amphiclinen in a) dunkle Kalke und b) sandig schiefrige Amphiclinen-Schichten unterteilt (K o s s m a t, 1910, 46-50). Wegen des Alters schreibt Kossmat: "Es ist demnach ganz gut möglich, das die Amphiclinenschichten noch in das Raibler-Niveau emporreichen".

Nördlich von der Ortschaft *Jesenica,* oberhalb von Cerkno habe ich aus dunkelgrauen Kalken *Epigondolella nodosa* Hayashi, *E. permica* Hayashi (= *Epigondolella nodosa*), *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) und *Neospathodus* sp. bestimmt und die Schichten in den höchsten Abschnitt der Tuval-Unterstufe eingestuft (P l a c e r et al., 1977, 26).

Später (R a m o v š, 1994a) habe ich aus den obersten zwei Kalkbänken in der Amphiclinen-Schichtfolge *Epigondolella triangularis triangularis* Budurov und *Budurovignathus slovenicus* Ramovš beschrieben. Sie beweisen das untere Nor der obersten Lagen der Amphiclinen-Schichten. Die Sedimentation der Amphiclinen-Schichten hat sich aus dem obersten Karn noch bis in das tiefste Nor fortgesetzt. Die Karn/Nor-Grenze liegt im obersten Abschnitt der Amphiclinen-Schichten. Die lithologische Grenze Amphiclinen-Schichten/Bača-Dolomit war gleichzeitig nicht auch die Karn/Nor-Grenze.

Hornsteinführende Plattenkalke von Škofja Loka

"Diese grauen, deutlich plattigen, hornsteinführenden Kalke, welche sich aus den Schiefern des oberen Muschelkalkes durch Wechsellagerung entwickeln, setzen den Zug des Margaretenberges bei Krainburg und die randlichen Höhen südlich von Bischoflack zusammen. Was die stratigraphische Stellung miteinander eng verknüpfter Schichtgruppen anbelangt, halte ich es für das wahrscheinlichste, dass es sich um die Äquivalente der Schiefer und Plattenkalke des oberen Muschelkalkes (mit *Balatonites)* handelt, welche in den Karawanken bei Neumarktl unterhalb des ladinischen Porphyrniveaus typisch entwickelt sind" (K o s s m a t, 1910, 32).

"Die Schiefer treten an der Velika Hrasta SO von Bischoflack in das Blatt ein und ziehen über Vodovje-Ehrengruben und die Brezgalica bei Feichting zum Südhang des Margaretenberges bei Krainburg" (K o s s m a t, 1910, 32).

Der hornsteinführende Kalk (Kalk von Škofja Loka /apnenec z rožencem, škofjeloški apnenec/), besonders im Steinbruch bei Škofja Loka gut aufgeschlossen, ist ladinisch-karnischen Alters, umfasst vielleicht noch die norische Stufe (G r a d & F e r j a n č i č, 1976, 35). Ein gleicher Kalk kommt auch im Bereich von Šmarjetna gora bei Kranj vor (G r a d & F e r j a n č i č, 1976, 35).

B u s e r (1990) hat die Kossmatschen hornsteinführenden Plattenkalke von Škofja Loka als plattigen Bača-Dolomit und hornsteinführenden Kalk bezeichnet und in die Trias, neulich (B u s e r, 1997, 315) in den Lias eingestuft.

Das Gebiet in der Umgebung von Škofja Loka

Crngrob. Der erste Nachweis von karnischen Kalken im Gebiet von Škofja Loka kam aus der Mauer, die die Kirche von Crngrob (Ehrengruben) umgibt. Eine schwarze Kalkplatte führte einen unbestimmbaren Ammonit und die Conodontenprobe *Gondolella polygnathiformis,* seltene Fischzähnchen, häufige Schwebcrinoiden-Reste und einen Holothurien-Sklerit (R a m o v š, 1981).

Später habe ich die Umgebung von Crngrob näher untersucht. In der Nähe des ehemaligen, heute zugeschütteten Steinbruchs kommt ein plattiger und schichtiger schwarzer mikritischer Kalk vor, stellenweise mit dünnen Lagen und Knollen von schwarzem Hornstein. Im Kalk sind kleine involute Ammoniten gefunden worden. Die Kalke führen *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) und *Epigondolella nodosa* (Hayashi), die obertuvalisches Alter beweisen. Die Conodonten sind von Fischzähnchen und -schuppen und Holothuriensklerіten begleitet (R a m o v š, 1987). Diese Kalke werden als Schiefer des oberen Muschelkalks (K o s s m a t s c h e Geologische Karte von Bischoflack, 1909), grauer und brauner überwiegend plattiger Kalk mit Hornstein - Škofja Loka Einheit (G r a d & F e r j a n č i č, Geologische Karte des Blattes Kranj, 1974, 1:100000) und als triassischer plattiger hornsteinführender Dolomit und Kalk (B u s e r, 1990), neulich als liasischer Kalk (B u s e r, 1997, 315) bezeichnet.

Kobila-Gabrovo. Westlich von Škofja Loka kommen auf dem Weg, der von Kobila nach Gabrovo führt und in der Umgebung, schwarze mikritische gebankte Kalke mit Hornsteinlagen und Knollen vor. In den schwarzen Kalken fand man seltene Ammoniten der Tropitiden-Fauna und ziemlich häufige Conodonten *Paragondolella polygnathiformis* und *Epigondolella nodosa.* Sie sind von Fischzähnchen und -schuppen, Schwebcrinoiden-Resten und Holothurien-Skleriten begleitet (R a m o v š, 1986c). Auch diese Kalke sind obertuvalischen Alters.

Im Kossmatschen hornsteinführenden Plattenkalk vom Bischoflack (Škofja Loka), im hornsteinführenden Bača-Dolomit und Kalk (Tuval, Nor, Rhaet) nach G r a d und F e r j a n č i č (1974, 1976), und im plattigen Bača-Dolomit und Kalk mit Hornstein nach B u s e r (1990) fand ich keine Conodonten.

Šmarjetna gora-Berg bei Kranj

Im Jahre 1977 habe ich an der neuangelegten Strasse Šmartin-Šmarjetna gora zwei Conodontenproben genommen und in den plattigen Kalken mit *Epigondolella nodosa* und *E. abneptis* obertuvalisches bis unternorisches Alter nachgewiesen. Die Kalke des Šmarjetna gora-Berges sind gröstenteils jünger als die Kalke in der Umgebung von Škofja Loka (die tuvalischen Kalke von Crngrob und die tuvalischen Kalke zwischen Kobila und Gabrovo) und auch lithologisch gut trennbar.

Kalke und Dolomite von Železniki

Die vorherrschenden Gesteine sind graue bis schwarze, oft etwas sandige Kalke und mit diesen wechsellagernde körnige Dolomite, beide zeichen sich ziemlich oft durch Kieselausscheidungen aus. Kossmat verglich diese Gesteine erst mit devonischen Bänderkalkproben aus dem Wolayergebiet in den Karnischen Alpen und stufte

sie ins Devon ein (K o s s m a t, 1910, 15). Später (K o s s m a t, 1913, 78) schrieb er über das Alter dieser Schichtfolge: "... ich sehe mich also veranlasst, meine frühere Auffassung über die Gesteine von Eisnern abzuändern und diese mit den obertriadischen Kalken und Dolomiten des südlichen Porezenhanges zu identifizieren".

Gleichzeitig hat sich K o s s m a t (1913, 80) auch über das Alter der begleitenden Serizit-Grauwacken, Tonschiefer usw. auseinandergesetzt: "Was die Serizit-Grauwacken, Tonschiefer usw. anbelangt, .. halte ich .. die von mir schon oft besprochene Annahme für wahrscheinlich, dass hier eine ladinische Transgression über Gesteinen einer alten Schieferserie vorliegt, so dass es, besonders bei intensiver Faltung, schwer ist, "Pseudogailtaler" Bildungen und paläozoische Unterlage auseinanderzuhalten".

G r a d und F e r j a n č i č (1976, 35, 36) stuften die Kossmatschen Kalke und Dolomite von Železniki als Bača-Dolomit in das Nor/Rhaet ein mit der Möglichket, dass die ältesten Teile der Schichtfolge schon dem Tuval angehören. Sie führen jedoch keine paläontologischen Beweise für das Alter dieser Folge an.

B u s e r (1990) hat die Schichten in der Ortschaft Železniki und westlich von Železniki zuerst als Trias-Plattenkalk, Tonschiefer und Hornstein und später (B u s e r, 1997, 315) als Lias bezeichnet.

Železniki. Im unteren Abschnitt des Conodontenprofils Škovine, in der Ortschaft Železniki findet sich eine Wechsellagerung von bräunlichen Sandsteinen, schiefrigen Sandsteinen, Tonschiefern, schwarzen mikritischen Kalken und mergeligen Kalken. Kalke führen *Epigondolella nodosa* (Hayashi), *Gladigondolella malayensis* Nogami und *Paragondolella tadpole* (Hayashi) (R a m o v š, 1994c).

In der darüber folgenden bis 50 m mächtigen Folge von dunkelgrauen bis schwarzen Plattenkalken kommen *E. nodosa* (zahlreich), *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) und *Paragondolella tadpole* (Hayashi) vor. Diese Kalke sind von hornsteinführenden Dolomiten überlagert.

Im Graben auf der Südseite des Sora-Flusses gibt es über der Sandstein/Tonschiefer-Schichtfolge schwarze Plattenkalke (im unteren Abschnitt noch in Wechsellagerung mit Klastiten) mit *E. nodosa, G. malayensis* und *P. polygnathiformis.* In allen Fundorten ist E. nodosa überwiegend R a m o v š, 1994c).

Die untersten conodontenführenden Schichten mit *Gladigondolella malayensis* im Gebiet von Železniki sind in den Jul/ Tuval-Grenzbereich einzustufen. Die darüber folgenden Plattenkalke mit überwiegender *Epigondolella nodosa* sind tuvalischen Alters.

An der Strasse Železniki Na Plavžu - Ojstri vrh kommt in den schwarzen Plattenkalken *Epigondolella abneptis* (Huckriede) vor. Der oberste Abschnitt der Kalke von Železniki reicht demnach noch in das untere Nor (R a m o v š, 1978b, 36).

Plenšak-Graben. Im Plenšak-Graben, der sich von Jesenovec, südwestlich von Železniki gegen die Ortschaft Prtovč zieht, führen schwarze tuvalische Plattenkalke *Epigondolella nodosa.* Das ganze Profil im Plenšak-Graben steht für genauere Untersuchung noch aus (R a m o v š, 1978b, 44, 45).

Prtovč. Auf dem Weg von Prtovč durch Razor gegen den Ratitovec-Berg folgt der Grauwacken/Tonschiefer-Schichtfolge eine Wechsellagerung von Kalksandsteinen und dunkelgrauen Kalken mit Hornsteinknollen- und Linsen. Im mittleren Abschnitt kommen Konglomerate und Sandsteine mit vereinzelten Kalklagen vor. In der Höhe von 1100 m überwiegt ein geschichteter hornsteinführender Kalk. Kalke führen *Epigondolella nodosa* und *Paragondolella polygnathiformis* mit häufigen astförmigen Conodonten, sie sind ins Tuval einzustufen. Diese Schichtfolge hat K o s s m a t (1910) als Kalke und Dolomite von Eisnern bezeichnet (R a m o v š, 1978b, 61, 62).

Zgornja Davča. An der Strasse zur Sandgrube oberhalb des ersten Davča-Wasserfalls (Ortschaft Zgornja Davča) kommt in einem ammonitenführenden Kalk *Epigondolella nodosa* vor, jedoch ohne *P. polygnathiformis*. Dieser Kalk ist von einem hornsteinführenden Kalk überlagert. Auch diese Kalke sind tuvalischen Alters (Oberkarn).

Die Julischen Alpen

Karnische Stufe

Der erste Nachweis der conodontenführenden karnischen Kalke in den Julischen Alpen stammt von Dieter Meischner. Gegenüber des *Šupca-Aussichtspunktes* haben Dieter Meischner und ich während einer geologischen Exkursion 1965 im gut gebankten grauen Kalk zwei *Conodontenproben genommen*. Sie enthalten auch *Gondolella polygnathiformis* und damit war karnisches Alter nachgewiesen (briefliche Mitteilung von D. Meischner).

Die conodontenführenden Kalke sind später südlich des *Požar-Berges* zwischen dem Vrata- und dem Kot-Tal nachgewiesen. Am Osthang der Rušnata Mlinarica enthalten etwa 20 m mächtige mikritische, bräunliche Kalke *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov), *Epigondolella nodosa* (Hayashi) und *Epigondolella* sp. Sie beweisen den obersten Abschnitt der Tuval-Unterstufe. Bei den im Jahre 1985 durchgeführten Untersuchungen fand man in der Nähe auch seltene Ammoniten *(Projuvavites* sp.). Die conodontenführenden Schichten sind von dem Osthang des Rušnata Mlinarica Berges in das obere Kot-Tal zu verfolgen und von dort weiter unter die steilen Stan- und Macesnovec-Wände, in einer Länge von etwa 4 km.

Die konkordant nach oben folgenden, etwa 4 m mächtigen gut geschichteten Kalke des Dachsteintypus ohne Conodonten und Makrofossilen und die darauf liegenden Korallen- und Spongien-Riffkalke stellen das tiefste Nor dar (R a m o v š, 1984, 1986a).

Bei den weiteren systematischen Untersuchungen in den nördlichen Julischen Alpen konnte ich eine ähnliche gleichalterige oberkarnische Ausbildung erst im Rjavčev Graben nachweisen.

Rjavčev Graben. Im Gebiet von Rjavčev Graben oberhalb des Vrata-Tales enthält die etwa 85 m machtige Schichtfolge eines dunkelgrauen und schwarzen, plattigen und gut gebankten Kalkes in mehr als 100 Schichten zahlreiche Muscheln der Art *Halobia* cf. *fallax* Mojsisovics, auch die Conodontenarten *Neogondolella polygnathiforms* (Budurov & Stefanov) und *Paragondolella nodosa* (Hayashi). Die Conodonten reihen sich bis zur Karn/Nor-Grenze (R a m o v š, 1986a, 136).

Später habe ich (R a m o v š, 1994d) die Conodontenarten *Paragondolella polygnathiformis* und *Epigondolella nodosa* von Rjavčev Graben beschrieben und die Frage des dortigen Auftretens von *Epigondolella abneptis* diskutiert. Bei der erneuten Revision des Conodontenmaterials und der Stellung der Epigondolella abneptis A.-Z. von Rjavčev Graben konnte ich keine *E. abneptis* finden. In den obersten schwarzen Kalklagen kommen nur *P. polygnathiformis* und *E. nodosa* vor, begleitet von folgenden astförmigen Elementen: cypridodelliformes Element, hibbardeliformes Element, hindeodelliformes Element und prioniodelliformes Element.

Die dunkelgrauen und schwarzen plattigen und gebankten Kalke sind auch im Rjavčev Graben nur oberkarnischen Alters.

Der *Razor-* und *Planja*-Berg. Der wichtigste Fundort des Oberkarns in den Julischen Alpen liegt unterhalb des Razor-Gipfels und westlich von dem Rjavčev Graben

und dem Gebiet zwischen der Rušnata Mlinarica und dem Macesnovec, welche einen einheitlichen Raum gebildet haben. Über dem gut gebankten, grauen karnischen Razor-Kalk folgt konkordant eine etwa 8 m mächtige Folge von Plattenkalk, der nach oben in dünngeschichtete Kalke übergeht. Der Kalk ist im unteren Teil dunkelgrau, bräunlich, gelblich bis rötlich-grau und hat knolig-wulstige Oberflächen.

In den unteren und oberen Cephalopodenkalken mit *Projuvavites jaworskii* (Diener), *Discotropites plinii* (Mojsisovics), *Barrandeites turbina* (Dittmar) u.a. kommen *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) und *Epigondolella nodosa* (Hayashi) vor. Nach der Gattung *Barrandeites* kann die Einstufung dieser Kalke auf den oberen Teil der *plinii*-Subzone (Tuval 3/II) präzisiert werden. Damit ist auch die Karn/ Nor-Grenze festgelegt (R a m o v š, 1986a, 134, 135; 1986b).

Kukova špica-Berg. Die gleichen cephalopoden- und conodontenführenden bunten Kalke wie auf dem Razor-Berg bilden wieder den obersten Teil des Kukova špica-Berges. Alle Conodontenproben lieferten vollständig erhalten *Paragondolella polygnathiformis* und *Epigondolella nodosa*, häufige astförmige Elemente, zahlreiche Steinkerne von Foraminiferen und vereinzelte Holothuriensklerite und Reste von Schwebcrinoiden (R a m o v š, 1986a, 136).

Paläogeographische Deutungen. Die kurzdauernde cephalopodenreiche Hallstatter Fazies im oberen Tuval stellt in den östlichen Julischen Alpen den ersten Nachweis dieser Fazies in den Südalpen dar. Die im unteren Karn noch einheitliche Karbonatplattform mit den mächtigen unterkarnischen Cordevol-Riffkalken und massigen Diploporenkalken, mit darauf folgenden teils massigen, teils geschichteten Dolomiten (= Oberjul/Untertuval) zerfiel im obersten Tuval. Durch den mittleren Teil der Plattform formierte sich eine in Ost-West-Richtung verlaufende Furche, ein Kanal, in welchem es zur Ablagerung einer Sonderfazies des Hallstätter Kalkes kam. Der neuentstandene Bildungsraum erhielt Verbindung mit der Hallstätter Zone der heutigen Nördlichen Kalkalpen. Die Hallsätter Kalke der Julischen Alpen müssen in einem Seitenkanal gebildet worden sein, welcher sich im oberen Tuval vom südjuvavischen Hallstätter Kanal (= Südkanal) abgezweigt hatte. Die kurzdauernde Hallstätter Cephalopodenfazies konnte jedoch in den Julischen Alpen nur im oberen *Anatropites*-Bereich nachgewiesen werden. Schon an der Karn/Nor Wende kam es erneut zu Stabilisierung der julischen Plattform (R a m o v š, 1986a, 136, 138).

Die gleichen cephalopoden- und conodontenführenden bunten Kalke sind auch als Erosionsreste in weglosem Hochgebirge zwischen dem Razor, der Škrlatica, dem Dovški križ und der Kukova špica zu erwarten.

Norische Stufe

Pokljuška soteska. In Pokljuška soteska (Pokljuka-Klamm) bei der Ortschaft Zgornje Gorje, nordwestlich von Bled, Julische Alpen, sind dichte, graue geschichtete Kalke mit grauen und schwarzen Hornstein-Knollen aufgeschlossen. Sie führen *Neospathodus hernsteini* (Mostler) und *Epigondolella* cf. *bidentata* (Mosher), und astförmige Conodonten (hindeodelliformes Element, cypridodelliformes Element, ?pollognathiformes Element), Holothuriensklerite und Reste von Schwebcrinoiden (R a m o v š, 1986d, 149-150). Diese in der Geologischen Karte des Blattes Celovec (Klagenfurt) 1:100.000 (B u s e r, 1978) als Ladin festgestellten Schichten sind dem oberen Teil der norischen Stufe zuzuschreiben.

Die Kamniker-Savinjer Alpen
Oberkarn in der Hallstätter Ausbildung

In der Nähe vom Biwak unterhalb des Skuta-Berges, mittlere Kamniker-Savinjer Alpen, führen die grauen und bräunlichen Plattenkalke vereinzelte Ammonitenreste, häufige Brachiopoden, zahlreiche Foraminiferen und *Epigondolella nodosa* (Hayashi). Die Conodonten sind von Holothurien Skleriten, Schwebcrinoiden Resten, Fischzähnchen und Ostracoden begleitet. *E. nodosa* besagt tuvalisches Alter. Die Kalke unterhalb des Skuta-Berges sind ein Äquivalent der oberkarnischen Kalke in den nördlichen Julischen Alpen, welche ein Äquivalent der oberkarnischen Hallstatt-Ausbildung der Nördlichen Kalkalpen darstellen (R a m o v š, 1989).

Unternorische conodontenführende Kalke in Kamniker-Savinjer Alpen

Im Fundort Sleme, südlich des Skuta-Berges, mittlere Kamniker-Savinjer Alpen, kommen dunkelgraue gut gebankte hornsteinknollen- und linsenführende mikritische Kalke vor. Sie haben eine ausserordentlich artenreiche Holothurienfauna und vereinzelte Conodonten geliefert. *Epigondolella abneptis* (Huckriede) und *E. spatulata* (Hayashi) beweisen das Unternor. Die Plattformconodonten sind von häufigen ramiformen Conodonten-Elementen, Schwebcrinoiden-Resten, Fischzähnchen und - schuppen, auch *Nurella*, begleitet (R a m o v š, 1994b).

Eine ähnliche tiefmarine unternorische Ausbildung ist noch an anderen Orten zu erwarten.

Das Gebiet in der Umgebung von Mirna und Krmelj

Im alten Steinbruch südlich der Eisenbahnstation Mirna, nordwestlich von Novo mesto habe ich die Tuval-Unterstufe mit zahlreichen *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Ozarkodina tortilis* Tatge und Bruchstücken der Tropitidenfauna nachgewiesen (R a m o v š, 1975, 105, 106).

Später (R a m o v š, 1978a) wurden die gut gebankten Kalke im alten und neuen Steinbruch in Mirna Ortschaft mit 37 Conodontenproben genauer untersucht. Im unteren Abschnitt der Schichtfolge (12 Conodontenproben) überwiegt *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). Nur zwei Proben lieferten auch *Epigondolella nodosa* (Hayashi) (*subbulatus*-Zone und unterer *anatropites*-Bereich). Der mittlere Abschnitt der Schichtfolge mit überwiegender *Epigondolella nodosa* und weniger häufigen *P. polygnathiformis* wurde in die *macrolobatus*-Zone (oberer *anatropites*-Bereich) eingereicht. Im obersten Abschnitt der Schichtfolge bei Debenec kommen *Epigondolella abneptis* (Huckriede) und *E. nodosa* vor. *P. polygnathiformis* ist nicht vertreten. Diese Kalke sind in die *kerri*-Zone (unteres Nor) eingestuft.

In dem kleinen verlassenen Steinbruch and der Strasse Krmelj-Šentjanž, nördlich von Novo mesto führen wechsellagernde dunkelgraue plattige Kalke, Mergelkalke und Mergelschiefer eine kleine Tropitiden-Fauna mit *Tropites* cf. *subbulatus* (Hauer), *T.* cf. *discobullatus* (Mojsisovics), *Paratropites* cf. *dittmari* (Mojsisovics) und Arcestes cf. *parvogaleatus* Mojsisovics (letzter nur Lac, Unternor) (K ü h n & R a m o v š, 1965). In diesen ammonitenführenden Kalken kommen *Paragondolella polygnathiformis* und *Epigondolella nodosa*, sowie Holothuriensklerite, Radiolarien, Schweb-

crinoiden-Reste, pelagische Muscheln und Echinodermenreste vor (R a m o v š, 1983, 154).

Im Gebiet von Dolenjska (Ostslowenien) berichtet R a m o v š (1975, 106) von conodonten- und ammonitenführenden hornsteinführenden Kalken zwischen Krmelj und Šentjanž. *Metapolygnathus* (= *Paragondolella) polygnatiformis* (Budurov & Stefanov), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel) und *Ozarkodina tortilis* (Tatge) kommen zahlreich vor. Tropitiden-Ammoniten und Conodonten der *polygnathiformis*-Zone beweisen oberkarnisches Alter.

Schriftum

B u s e r, S. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Celovec (Klagenfurt). - Geološki zavod Beograd, Beograd.

B u s e r, S. 1990: Slovenija. Geološka karta 1:500.000. - Geodetski zavod Slovenije, Ljubljana.

B u s e r, S. 1997: Slovenija. Kamnine. - Enciklopedija Slovenije 11, 314-319, Ljubljana.

F l ü g e l, H. 1969: Zum Alter der Amphiclinen-Schichten (Trias, Slowenien). - Oester. Akad. Wiss; Sitzung math.-naturwiss. Kl. vom 29. Mai 1969, 137, Wien.

F l ü g e l, H. & R a m o v š, A. 1970: Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. - Geol. vjesnik 23, 21-37, Zagreb.

G r a d, K. & F e r j a n č i č, L. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ 1: 100.000, Kranj. - Geološki zavod Beograd, Beograd.

G r a d, K. & F e r j a n č i č, L. 1976: Tolmač za list Kranj. Osnovna Geološka karta SFRJ 1:100.000. - Zvezni geološki zavod Beograd, 70 str., Beograd.

K o s s m a t, F. 1909: Geologische Spezialkarte der Oesterreichisch-ungarischen Monarchie. Bischoflack und Idria. - Geol. Reichsanst., Wien.

K o s s m a t, F. 1910: Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. - Geol. Reichsanst. Wien, 101 S., Wien.

K o s s m a t, F. 1913: Die adriatische Umrandung in der Faltenregion. - Mitt. Geol. Ges. Wien *6*, 61-165, Wien.

K o z u r, H. 1989: Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. - Courier Forsch. Inst. Senckenberg *117*, 385-408, Frankfurt/M.

K ü h n, O. & R a m o v š, A. 1965: Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. - Jugoslav. Akad. znan. umjet., Acta Geologica *5*, 13-41, Zagreb.

P l a c e r, L., Č a r, J., O g o r e l e c, B., R a m o v š, A., B a b i ć, L., Z u p a n i č, J., Č a d e ž, F., C i g a l e, M. & H i n t e r l e c h n e r, A. 1977: Triadna tektonika okolice Cerknega. - MNS, Inštitut za geologijo FNT, 58 str., manuskript, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1975: Zgornjekarnijski skladi pri Mirni na Dolenjskem (The Upper Carnian beds at Mirna in Lower Carniola). - Geologija *18*, 105-106, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1978a: Zgornjekarnijski in spodnjenoriški konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem (Upper Carnian and Lower Norian conodonts from Mirna in Lower Carniola). - Geologija 21, 47-60, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1978b: Ratitovec. - Vodniki po loškem ozemlju 2, Muzejsko društvo v Škofji Loki, 154 str. Škofja Loka (A. Ramovš pisec in urednik).

R a m o v š, A. 1983: Geologija. - Univerza v Ljubljani, Fil. fak., Oddelek za geografijo in Biotehn. Fak., VTOZD za biol., 197 str. in 45 str. slik fosilov, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1981: Zanimive triasne okamnine v obzidju crngrobske cerkve (Interessante Triasversteinerungen in der Umfassungsmauer der Kirche in Crngrob). - Loški razgledi *28*, 271-275, Škofja Loka.

R a m o v š, A. 1984: Nova spoznanja o karnijsko-norijski meji v vzhodnih Julijskih Alpah (Neue Erkenntnisse über die Karn/ Nor-Grenze in den östlichen Julischen Alpen). - Zbornik radova povodom jubileja akademika Radoslava Jovanovića. Radovi 75, Odelj. tehn. nauka *8*, 213-218, Sarajevo.

R a m o v š, A. 1986a: Paläontologisch bewiesene Karn/Nor-Grenze in den Julischen Alpen. - Newsl. Strat. *16*, 133-138, Berlin-Stuttgart.

R a m o v š, A. 1986b: Carnian-Norian boundary in the Julian Alps, Slovenia, NW Yugoslavia. - Albertiana *5*, 21-22, Münster.

R a m o v š, A. 1986c: Globljemorski zgornjetriasni (karnijski) apnenci na loškem ozemlju (Pelagische obertriadische (karnische) Kalksteine im Gebiet von Škofja Loka. - Loški razgledi *33*, 111-114, Škofja Loka.

R a m o v š, A. 1986d: Pokljuška soteska - svojevrsten naravni spomenik. - Proteus *49*, 147-150, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1987: Zgornjetriasni tuvalski apnenci nad Crngrobom (Obertriassische (oberes Tuval) Kalke oberhalb von Crngrob). - Loški razgledi 34, 77-78, Škofja Loka.

R a m o v š, A. 1989: Zgornjetuvalski apnenci (karnij, zgornji trias) v hallstattskem razvoju tudi v Kamniško-Savinjskih Alpah (Upper Tuvalian limestones (Carnian, Upper Triassic) in the Hallstatt development also in Kamniško-Savinjske Alps). - Rudar. -metal. zbornik *36*, 191-197, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1994a: Conodonten aus den obersten Amphiclinen-Schichten und die Karn/Nor-Grenze im voralpinen Raum der Julischen Alpen. - Razprave IV. razr. SAZU *35*, 101-109, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1994b: *Epigondolella abneptis* und *E. spatulata* in the Lower Norian in the central Kamnik Alps, Slovenia. - Geologija *36*, 69-74, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1994c: Eine Obertrias-Conodontenfauna (Karnium) aus dem unteren Abschnitt der "Kalke und Dolomite von Železniki" (Eisnern, West-Slowenien). - Abh. Geol. B. A. (Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel) *50*, 361-365, Wien.

R a m o v š, A. 1994d: Karnische Conodonten (Obertrias) vom Rjavčev-Graben, Julische Alpen. Die Frage des dortigen Auftretens von *Epigondolella abneptis*. - Rudar.-metal. zbornik *41*, 19-23, Ljubljana.

GEOLOGIJA *40*, 233–240 (1997), Ljubljana 1998

Integrated biostratigraphy of the Novi Pazar Campanian/Maastrichtian sequence (Vardar Zone)

Paola de Capoa
Dipartimento Scienze della Terra, Università "Federico II"
30138 - Napoli, Largo Marcellino, 10, Italy

Svetlana Polavder
Geoinstitut, Rovinjska 12, 11000 Beograd, Yugoslavia

Rajka Radoičić
Kr. Petra 38, 11000 Beograd, Yugoslavia

Key words: nannoplankton, biostratigraphy, Campanian, Maastrichtian, preflysch, Vardar Zone

Abstract

Hemipelagic and pelagic sediments (=lower and middle part of the preflysch auct) outcropping in Mur section (Novi Pazar, Vardar Zone) have been subject of calcareous nannoplankton analysis. Four calcareous nannofossils zones were recognized in the studied sequence. The obtained data agree with biostratigraphic evidence coming from benthonic and planktonic forams. The consideration that flysch must be post-Maastrichtian in age is supported by calcareous nannoplankton indicating a Middle Eocene age of some samples coming from the flysch of Novi Pazar area.

Introduction

Cretaceous deposits in the Raška region (surroundings of Novi Pazar, Vardar Zone, fig. 1) trangressively overlie Paleozoic rocks. They have been described in the Bajevica Mur area, SW of Novi Pazar, as follows: 1) basal conglomerate and sandstones, 2) rudistid limestone (Santonian), 3) preflysch sediments (Campanian - Maastrichtian) and 4) Maastrichtian flysch (Rampnoux, 1964; Petrović & Jankičević, 1988).

Shallow water limestones of the Mur section (fig. 2) bear Santonian-Campanian rudistid assemblages (Pejović, 1978, 1996). Jerotijević (1996), described a rich benthonic foraminiferal association (*Idalina antiqua* association) as Late Santonian-earliest Campanian in age. The rudistid limestones grade into hemipelagic and pelagic sediments (=part of the preflysch sediments according to Petrović & Jankičević, 1988). In about 35 m *elevata* and *ventricosa* zones have been

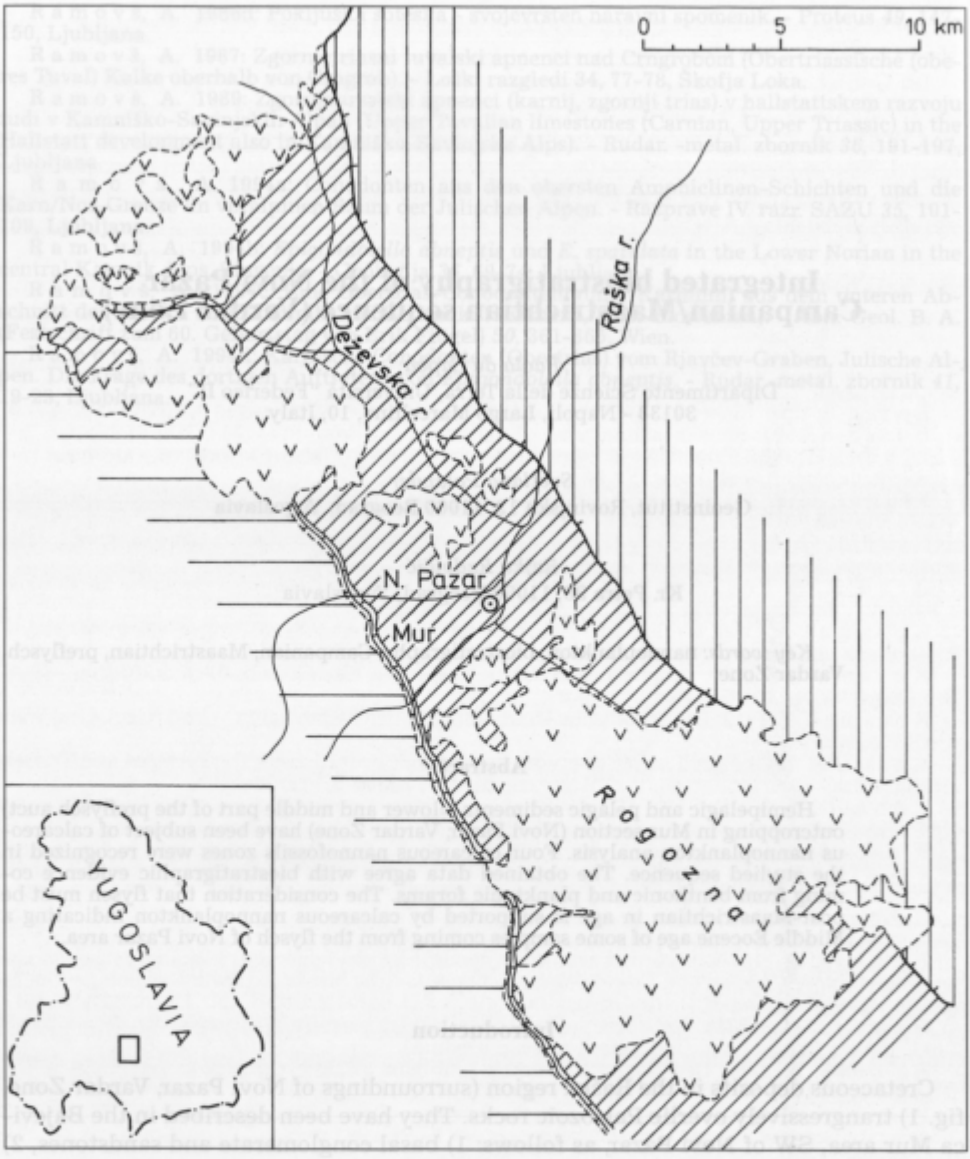


Fig. 1 Geological map of the studied area, according to Milovanović and Ćirić, 1968

recognized (Jerotijević, 1996; Jerotijević - Polavder, 1997). The successive planktonic foraminiferal zones have not been documented.

The lithoclastic-bioclastic breccia bed rich in rudist fragments and transported large forams *(Siderolites calcitrapoides,* Orbitoididae) has been dated as Early Maastrichtian. The Campanian/Maastrichtian boundary is hypothetically placed a few meters below the breccia bed.

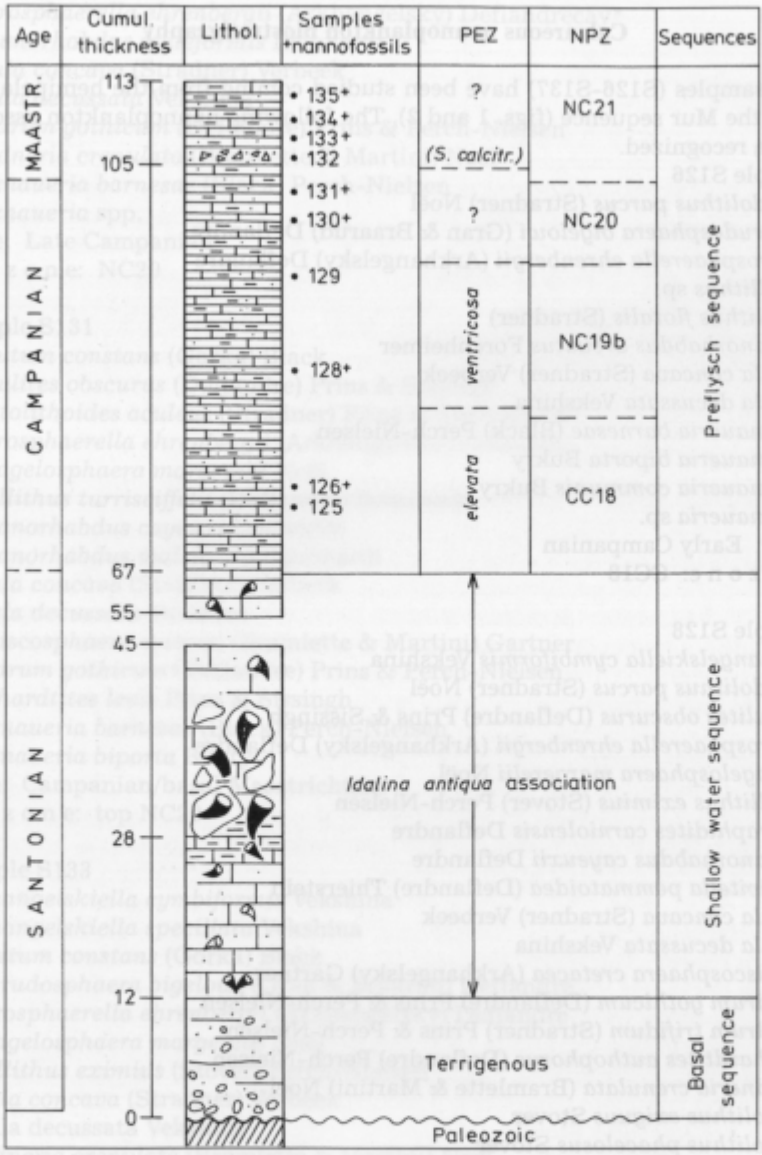


Fig. 2. Stratigraphic column of the Mur succession

To obtain more detailed stratigraphic results, we studied the calcareous nannoplankton associations from the same section.

Calcareous nannoplankton biostratigraphy

Eight samples (S126-S137) have been studied coming from the hemipelagic sediments of the Mur sequence (figs. 1 and 2). The following nannoplankton associations have been recognized.

- Sample S126
  Aspidolithus parcus (Stradner) Noël
  Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre
  Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
  Eiffellithus sp.
  Eprolithus floralis (Stradner)
  Lucianorhabdus arcuatus Forchheimer
  Micula concava (Stradner) Verbeek
  Micula decussata Vekshina
  Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
  Watznaueria biporta Bukry
  Watznaueria communis Bukry
  Watznaueria sp.
  A g e: Early Campanian
  B i o z o n e: CC18

- Sample S128
  Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
  Aspidolithus parcus (Stradner) Noël
  Calculites obscurus (Deflandre) Prins & Sissingh
  Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
  Cyclagelosphaera margerelii Noël
  Eiffellithus eximius (Stover) Perch-Nielsen
  Lithraphidites carniolensis Deflandre
  Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre
  Manivitella pemmatoidea (Deflandre) Thierstein
  Micula concava (Stradner) Verbeek
  Micula decussata Vekshina
  Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky) Gartner
  Quadrum gothicum (Deflandre) Prins & Perch-Nielsen
  Quadrum trifidum (Stradner) Prins & Perch-Nielsen
  Reinhardtites authophorus (Deflandre) Perch-Nielsen
  Stradneria crenulata (Bramlette & Martini) Noël
  Tranolithus exiguus Stover
  Tranolithus phacelosus Stover
  Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
  Watznaueria biporta Bukry
  Watznaueria communis Reinhardt
  A g e: Middle Campanian
  B i o z o n e: NC19b *Watznaueria* spp.

- Sample S130
  Acuturris scotus (Risatti) Wind & Wise
  Calculites obscurus (Deflandre) Prins & Sissingh

Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandrecay*
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Quadrum gothicum (Deflandre) Prins & Perch-Nielsen
Stradneria crenulata (Bramlette & Martini) Noël
Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
Watznaueria spp.
A g e: Late Campanian
B i o z o n e: NC20

- Sample S131
Biscutum constans (Gorka) Black
Calculites obscurus (Deflandre) Prins & Sissingh
Ceratolithoides aculeus (Stradner) Prins & Sissingh <90°
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre) Reinhardt
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Prediscosphaera spinosa (Bramlette & Martini) Gartner
Quadrum gothicum (Deflandre) Prins & Perch-Nielsen
Reinhardtites levis Prins & Sissingh
Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
Watznaueria biporta Bukry
A g e: Campanian/basal Maastrichtian
B i o z o n e: top NC20

- Sample S133
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Arkhangelskiella specillata Vekshina
Biscutum constans (Gorka) Black
Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus eximius (Stover) Perch-Nielsen
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Stradneria crenulata (Bramlette & Martini) Noel
Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
Watznaueria biporta Bukry
A g e: Early Maastrichtian
B i o z o n e: NC21

- Sample S134
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Arkhangelskiella specillata Vekshina

Aspidolithus parcus constrictus (Hattner et al.) Perch-Nielsen
Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre
Ceratolithoides aculeus (Stradner) Prins & Sissingh <90°
Calculites obscurus (Deflandre) Prins & Sissingh
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus eximius (Stover) Perch-Nielsen
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre
Lucianorhabdus melaformis Reinhardt
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Micula praemura (Burkry) Stradner & Steinmetz
Parhabdolithus embergeri (Noel) Stradner
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky) Gartner
Stradneria crenulata (Bramlette & Martini) Noël
Thoracosphaera spp.
A g e: Early Maastrichtian
B i o z o n e: NC21

- Sample S135
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Aspidolithus parcus (Stradner) Noël
Ceratolithoides aculeus (Stradner) Prins & Sissingh
Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus eximius (Stover) Perch-Nielsen
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre) Reinhardt
Kamptnerius magnificus Deflandre
Lithraphidites camiolensis Deflandre
Lithraphidites praequadratus Roth
Lucianorhabdus cayeuxi Deflandre
Manivitella pemmatoidea (Deflandre) Thierstein
Microrhabdulus decoratus (Deflandre)
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Parhabdolithus embergeri (Noël) Stradner
Quadrum trifidum (Stradner) Prins & Perch-Nielsen
Reinhardtites levis Prins & Sissingh
Stradneria crenulata (Bramlette & Martini) Noël
Tranolithus gabalus Stover
Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
Watznaueria biporta Bukry
A g e: Early Maastrichtian
B i o z o n e: NC21

- Sample S137
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Arkhangelskiella specillata Vekshina
Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre

Cribrosphaerella ehrenbergii (Arkhangelsky) Deflandre
Cyclagelosphaera margerelii Noël
Eiffellithus turriseiffelii (Deflandre) Reinhardt
Lithraphidites praequadratus Roth
Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre
Lucianorhabdus maleformis Reinhardt
Micula concava (Stradner) Verbeek
Micula decussata Vekshina
Micula praemura (Bukry) Stradner & Steinmetz
Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky) Gartner
Watznaueria barnesae (Black) Perch-Nielsen
Watznaueria biporta Bukry
Age: Middle? Maastrichtian
Biozone: NC21

Conclusions

The obtained nannoplankton data agree with biostratigraphic evidence coming from benthonic and planktonic forams. Particularly, calcareous nannofossils confirm the Campanian/Maastrichtian boundary below the breccia level with Siderolites calcitrapoides. The upper part of the studied sequence, from sample S131 to S135, has been attributed to Early Maastrichtian. The uppermost studied sample (S137, few tens m up to S135) bears nannofossils of Middle Maastrichtian. His stratigraphic position, below the upper part of the preflysch sequence, indicates that the flysch of the studied area must be post-Maastrichtian in the age (according to Petrović & Jankičević, 1988, thickness of preflysch sequence is estimated 350-380 m). This consideration is supported by calcareous nannoplankton indicating Middle Eocene age of some samples coming from the flysch of Novi Pazar area (de Capoa & Radoičić, in preparation). The first attempt to apply integral biostratigraphy (PFZ, NPZ) in Campanian-Maastrichtian succession of the Vardar Zone has given the results which encourage a detailed multidisciplinar study (PFZ, NPZ, magnetostratigraphy) of these sedimentary rocks.

References

Jerotijević, S. 1996: Mikrofauna gornje krede Mura i Gradine u okolini Novog Pazara - Magistarska teza.

Jerotijević-Polavder, S. 1997: Starost preflišnih sedimenata JZ od Novog Pazara. - Radovi Geoinst., knj. 34 (in press).

Milovanović, B. & Ćirić, B. 1968: Carte géologique de la R. S. de Serbie 1:200000, Beograd.

Pejović, D. 1978: *Bournonia murensis* n. sp. iz senonskih sedimenata kod Novog Pazara. - Geol. an. Balk. poluos., XLII, 371-385, Beograd.

Pejović, D. 1996: List of rudistid assemblages in the Cretaceous of Novi Pazar. In: Jerotijević. Mikrofauna gornje krede Mura i Gradine u okolini Novog Pazara - Magistarska teza.

Perch-Nielson, K. 1985: Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen (eds.), Plankton stratigraphy v.o.n. 11, Cambridge University Press, 329-426, Cambridge.

Petrović, M. & Jankičević, J. 1988: Stratigrafski stub gornje krede okoline Novog Pazara. - Geol. an. Balk. Poluos., LII, 107-113, Beograd.

Rampnoux, J. P. 1964: Sur le Crétacé du versant ouest du Kopaonik, région de Novi Pazar (Stara Raška), Yugoslavia. - Bull. Soc. géol. France (7), VI/2, 219-224, Paris.

GEOLOGIJA *40*, 241–245 (1997), Ljubljana 1998

Granites of Straža and their sedimentary roof (SW Serbia)

Graniti Straže i njihova sedimentna povlata (JZ Srbija)

Zlatko Radovanović, Danica Popović, Radmilo Jovanović & Divna Jovanović
Geological Institut "Gemini",
Karadjordjeva 48, YU-11000 Belgrade

Key words: granite, roof rocks, Lower Triassic age, non-melange tectonic setting
Ključne reči: granit, povlatne stene, donjotrijaska starost, nemelanžna tektonska građa

Abstract

In many localities on N, NE and SE hillslopes of Murtenica Mt. several varieties of red granites are exposed. The roof rock of granites consists of different Lower Triassic sedimentary rocks which discordantly overlie the granites. They are the Kladnica clastites Fm., Seisian clastites, Bioturbate Fm. and Conglomeratic sandstones and conglomerates.

Apstrakt

Na S, SI i JI padinama planine Murtenice na više lokaliteta pojavljuju se različiti varijeteti crvenih granita. Povlatu granita čine razni tipovi donjotrijaskih sedimenata koji preko njih leže diskordantno. To su: Klastiti Kladnice, Sajski klastiti, Bioturbatna formacija i Konglomeratični peščari i konglomerati.

In many localities on N, NE and SE hillslopes of Murtenica Mt. (section Kokin Brod, 1:25000) were noticed and studied small masses of granites-granitoides named the granites of Straža. Earlier, they have never been investigated in more detail. The authors consider the age of granites to be Lower Triassic (T e r z i ć, 1957; M a r k o v i ć, 1968), Neogene (Ć i r i ć et al., 1980), Carboniferous, or older than Carboniferous, and the rock intensively tectonically reworked (K a r a m a t a et al., 1996). In our investigations we studied some new features of the granites. The outcrops are mostly in the vicinity of villages Ljubiš, Gornja Bela Reka, Jasenovo and Ojkovica (Fig. 1), and in localities Crni vrh, Gornja ravan, Jadžici and Žunici, on hills Zabrdje and Brkovica glavica, on N hillside of Karaula and in the Metaljka area (Kučani). The localities of granite exposures are mostly covered, so the relations between granites and overlying formations are difficult to observe. They are usually disintegrated to grus, but better

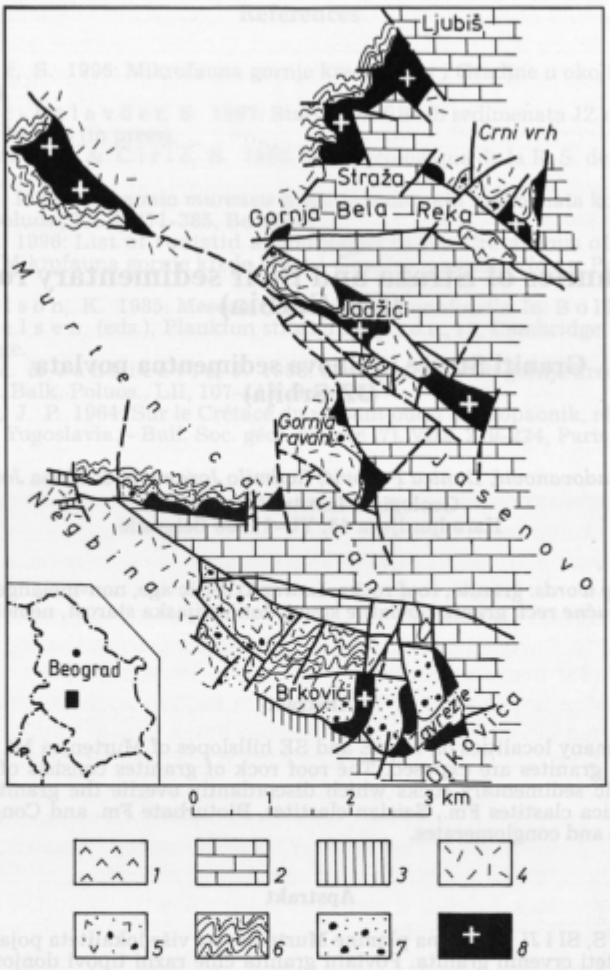


Fig. 1. Geographic position and geology of Murtenica Mt.

1 Diabases and spilites; *2* Bedded limestones of Jurassic age; *3* Olistostrome melange; *4* Limestones of Triassic age; *5* Volcanic-sedimentary Sirogojno Formation; *6* Bioturbate Formation; *7* Conglomeratic sandstones and conglomerates; *8* Granites

Sl. 1. Geografski položaj i geologija planine Murtenice

1 Dijabazi i spiliti; *2* Slojeviti krečnjaci jurske starosti; *3* Olistostromski melanž; *4* Krečnjaci trijaske starosti; *5* Vulkanogeno-sedimentna formacija Sirogojna; *6* Bioturbatna formacija; *7* Konglomeratični peščari i konglomerati; *8* Graniti

preserved rocks are found in localities Zabrdje and Brkovica glavica. Strong tectonic movements and blocky composition (blocks are separated by vertical faults) are typical for this area (R a d o v a n o v i ć et al., 1996). Some authors consider granites of

this area as blocks-olistoliths in the Diabase-Cherty Formation (K a r a m a t a et al., 1994). However, we found the granites in tectonic position with "rigid" unmelanged, bedded limestones of Jurassic age (J o v a n o v ć et al., 1994; R a d o v a n o v i ć et. al., 1996). These various rocks (i.e. granites and bedded limestones of Jurassic age) were brought to the same level along vertical faults, and their olistostromal character is excluded.

Granites and granitoids occur in small masses of metric to decametric dimensions in numerous localities. They are characterized by red colour of various intensity depending on size and types of mineral grains, and can be easily recognized in the field. They are often cataclastic, even schistose and weathered to grus.

At Straža occur biotitic granites with porphyroidal quartz diorites and elongated lenses of pegmatites. The porphyroidal quartz diorites are dark red coloured with phenocrysts of plagioclase and microlites of plagioclase, biotite, amphibole, clinopyroxene, small quantities of quartz and alcaline feldspars. Small, partly resorbed enclaves of quartzites are noticed. In the vicinity of village Spasojevići fine-grained, dark red coloured porphyroidal granodiorites are exposed which gradually pass in coarse-grained varieties. In the granitoid mass of Mumlavski potok (Hajdučka voda) occur hornblende-biotitic granites and granitoides. In the Zabrdje locality leucocratic granites are cut by small masses of light red coloured aplites. The metamorphic roof rock of granites was not found till nowadays.

As roof rocks of granites-granitoids appear various types of sedimentary rocks of the Lower Triassic age. In the investigated area four types of sedimentary roof rock were established: the Kladnica clastites Fm., Seisian clastites, Bioturbate Fm. and Conglomeratic sandstones and conglomerates. The covered contacts and complex tectonic relations often prevent to establish the clear relations between granites and the overlying beds.

The most rarely as roof rock are the Kladnica clastites Fm., found at localities Crni vrh, W hillslope of Zabrdje, and on road Jadžici-Jagnjilo (Žunici). At locality Crni vrh over granites lie red quartz conglomerates and sandstones of the channel facies of braided river deposits (J o v a n o v i ć, 1996). Paleodeposits of the braided river channel facies are on the road Jadžici-Jagnjilo too.

The Seisian clastites (D i m i t r i j e v i ć et al., 1987) only rarely appear over granites. They directly overlie granites in localities Jadžina stena, W part of Djunatovac and S part of Brkovića glavica. They are uneven in thickness (10-30 m), and often lie under limestones of the Bioturbate Fm. and over the Conglomeratic sandstones. They are thin bedded (beds not thicker than 5 cm), parallel and rarely cross-laminated. They are represented by ferruginous-carbonate sandstones that pass into sandy limestones or by very micaceous sandstones. Clastites are composed of quartz grains which are predominating (angular, undulose, well sorted), parallel sericite concentrations and Fe-calcite of euhedral shapes. The cement is silica-ferruginous or calcite-ferruginous.

Bioturbate Fm. (D i m i t r i j e v i ć et al., 1987) represents the highest level of the Lower Triassic beds in this area, because it overlies the Kladnica clastites Fm., Seisian clastites and Conglomeratic sandstones and conglomerates. On Straža, where they directly overlie granite, cm-accordion folds were observed (some parts of Bioturbate Fm. are moved over granites, some tectonically reduced). The same case occurs at locality Mumlavski potok (Hajdučka voda). The thickness of formation is less than 20 m. It consists of very thin to thin micritic limestones partially enriched in clayey, silty or sandy fraction, and with visible bioturbations. The limestones can be dolomitized.

Conglomeratic sandstones and conglomerates are the most frequent roof rock of granites-granitoides. They are located on both banks of Kraljev potok, on Brdo and Kolovoz, in Jadjići and Djunatovac, in Gornja ravan, Brkovića glavica and along the line Ilići-Bjeliborje. Contacts with granitic rocks are usually covered, but the minerals derived from granitic rocks are clearly visible and they are distinguished from granites with difficulty. Because of high content of feldspars they are arkosic and subarkosic, and characterized by red colour owing to presence of feldspars, and green colour when chlorite is abundant. In localities Gornja ravan, Jadžina stena, Krst and Zabrdje they are underlain by Seisian clastites and at locality Sanduk by the Bioturbate Fm.

Conglomerates are not compact, usually schistose, with well rounded fragments (3-10 mm), reddish and greenish in colour. Predominate the mono- and polycrystalline quartz and fragments of rocks: quartz sandstones, cherts, schists, shales. They are cemented by sandy or silty matrix or by silica with chlorite and sericite concentrations.

Conglomeratic sandstones are often called "granitic" since their mineral composition is similar to granites (minerals of granites are reworked in this sandstones). Red coloured fledspars are usually fragmented, sericitized or argillized. Presence of chlorite caused the green colour. Besides the feldspars which give arkosic character to rock and confirm its granitic provenance, the quartz is present (unsorted, undulated, often corroded). The sandstones are massive, rarely banded or schistose. They can be silicified (line Ilići-Bjeliborje), or they pass into siltstones (Jadžici and Brdo). Silica cement with chlorite and sericite is the most common, and ferruginous matter is present too.

Conclusion

On the basis of investigations of granites and granitoids, and their sedimentary roof rock in the Ljubiš-Jasenovo area (Murtenica Mt.), we consider the granites of Straža Lower Triassic or Paleozoic in age. They represent the same level as the bedded limestones of Jurassic age, and have not the olistostromal character.

Graniti Straže i njihova sedimentna povlata

Na više lokaliteta, na padinama planine Murtenice uočene su i ispitane manje mase granita-granitoida koje smo zajedničkim imenom nazvali granitima Straže. Tereni na kojima se graniti pojavljuju su uglavnom jako pokriveni, pa je teško posmatrati njihov odnos sa drugim formacijama. Često su grusificirani. Ovo područje (R a d o v a n o v i ć et al., 1996) se karakteriše intenzivnom tektonikom i blokovskom gradjom (pri čemu su blokovi razdvojeni vertikalnim rasedima). Iako granite ovog područja neki autori (K a r a m a t a et al., 1996) smatraju blokovima-olistolitima u okviru Dijabaz-rožnačke formacije, mi smatramo da su u tektonskom odnosu sa "krutim", nemelanžiranim, slojevitim krečnjacima jurske starosti, jer su duž vertikalnih raseda ove različite tvorevine dovedene u isti nivo, pri čemu je isključen njihov olistostromni karakter.

Graniti i granitoidne stene se pojavljuju u manjim masama m-Dm dimenzija. Odlikuju se crvenom bojom različitih nijansi u zavisnosti od veličine i vrste mineralnih

sastojaka, te su lako prepoznatljivi na terenu. Često su kataklazirani, čak škriljavi i grusificirani. Kao sedimentna povlata granitskih-granitoidskih stena pojavljuju se različiti varijeteti sedimentnih stena donjotrijaske starosti. To su: Klastiti Kladnice, Sajski klastiti, Bioturbatna formacija i Konglomeratični peščari i konglomerati. Velika pokrivenost terena i složeni tektonski odnosi sprečavaju da se uoči jasna veza izmedju granita i formacija koje leže preko njih.

Najredje se kao povlata preko granita pojavljuju klastiti Kladnice, predstavljeni, npr. na lokalitetu Crni vrh, crvenim kvarcnim konglomeratima i peščarima kanalskih facija upletenih reka (Jovanović, 1996). I Sajski klastiti (Dimitrijević & Dimitrijević, 1987) se redje pojavljuju kao povlata granita. Leže ili direktno preko granita, ili su često ispod krečnjaka Bioturbatne formacije, a preko konglomeratičnih peščara. Bioturbatna formacija (Dimitrijević & Dimitrijević, 1987) predstavlja najviši nivo donjotrijaskih krečnjaka na ovom području, jer često leži preko sve tri pomenute formacije. Formacija je male debljine sa karakterističnim bioturbacijama. Kao povlata granita-granitoida najčešće se pojavljuju konglomeratični peščari i konglomerati. Kontakti sa granitima su obično pokriveni, ali su u njima jasno vidljivi minerali iz granitskih stena. Zbog visokog procenta feldspata predstavljaju arkoze i subarkoze. Crvenkasti su ili zeleni.

Proučavajući granite-granitoide Straže i njihovu sedimentnu povlatu na padinama Murtenice, na teritoriji izmedju Ljubiša i Jasenova, došli smo do izvesnih zaključaka koji su bitni za razrešavanje geologije ovog područja. Granite i dalje smatramo pretrijaskim, odnosno stenama paleozojske starosti. Ne smatramo ih olistolitima, jer su izraženom tektonikom dovedeni u isti nivo kao i jurski slojeviti krečnjaci, a da pri tom nije bilo melanžiranja.

References

Ćirić, A., Obradinović, Z., Novković, D., Popović, A., Karajičić, Lj., Jović, B. J. & Serdar, R. 1980: Tumač za list Prijepolje K 34-16, OGK 1:100000. Savezni geološki zavod, Beograd.

Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D. 1987: Trijaska karbonatna platforma Drinsko-Ivanjičkog elementa. - Geološki glasnik, XII, 5-34, Zavod za geol. istraž. SR Crne Gore, Titograd.

Jovanović, D., Ljubović-Obradović, D. & Radovanović, Z. 1994: Slojeviti krečnjaci kao poseban član Dijabaz-rožnačke formacije (Brajska reka, JZ Srbija). - Vesnik Geološkog zavoda, A i B, *46*, 145-153, Beograd.

Jovanović, D., Popović, D. & Ljubović-Obradović, D. 1996: Geološka karta Jugoslavije 1:50000, Projekt D_2 "Neflišni mezozoik JZ Srbije". Godišnji izveštaj za 1995. godinu, Fond za geol. istraž., Beograd.

Jovanović, R. 1996: Kontinentalni donjotrijaski crveni slojevi zapadne Srbije. - Doktorska disertacija. Rudarsko-geološki fakultet, 212 p., Beograd.

Karamata, S., Knežević, V., Puškarev, J. & Cvetković, V. 1996: Graniti Straže. Geologija Zlatibora. - Geoinstitut, Monografije, Pos. izd. *18*, 49-50, Beograd.

Marković, B. 1968: Dijabaz-rožnačka formacija u okolini Zlatibora. - Rasprave Zavoda za geol. i geof. istraž., IX, 1-79, Beograd.

Radovanović, Z., Ljubović-Obradović, D. & Jovanović, D. 1996: Sedimenti Trijebinske reke (okolina Sjenice, JZ Srbija). VII skup sedimentologa Jugoslavije (apstrakt, u štampi), Beograd.

Terzić, S. 1957: Pojava granita na istočnom obodu Zlatiborskog masiva. - Zbornik radova Geol. inst. "Jovan Žujović" 9, 209-212, Beograd.

GEOLOGIJA *40*, 247–281 (1997), Ljubljana 1998

Zeolites in the Smrekovec volcaniclastic rocks, northern Slovenia

Zeoliti v vulkanoklastičnih kamninah smrekovškega podgorja (severna Slovenija)

Polona Kralj
Institute of Geology, Geotechnics and Geophysics,
Dimičeva 14, 1000, Ljubljana, Slovenia

Key words: hydrothermal alteration, laumontite, analcime, zeolites, volcaniclastics
Ključne besede: hidrotermalne spremembe, laumontit, analcim, zeoliti, vulkanoklastiti

Abstract

Volcaniclastics from the Upper Oligocene Smrekovec volcanic complex comprise autoclastic deposits, locally resedimented hyaloclastite deposits, pyroclastic deposits, volcaniclastic debris flow and turbidite ash flow deposits and reworked turbidite ash flow deposits. Particularly coarser-grained rocks underwent changes in mineralogy characterised by the development of zeolites and related new-formed silicate minerals: albite, quartz, chlorite, interlayered chlorite/smectite, prehnite, pumpellyite and sphene. Among zeolites, laumontite is the most widespread mineral; it primarily occurs in veins and as interstitial cement but may also replace volcanic glass, pyrogenetic plagioclases and fine-grained matrix. Other zeolites - heulandite, heulandite-clinoptilolite, analcime, stilbite, yugawaralite and thomsonite are less abundant, and are more localised in occurrence. The formation of zeolites and other new-formed silicate minerals is related to hydrothermal conditions generated by emplacement of high-level intrusive bodies into soft, water-saturated sediments.

Kratka vsebina

Med vulkanoklastiti smrekovškega podgorja najdemo avtoklastične kamnine, lokalno presedimentirane hialoklastite, piroklastite, vulkanoklastične debrite in turbidite ter lokalno presedimentirane vulkanoklastične turbidite. Zeoliti in drugi avtigeni minerali: albit, kremen, klorit, glineni minerali z zmesno strukturo vrste klorit/montmorillonit, prehnit, pumpellyit in sfen so nastali predvsem v bolj debelozrnatih kamninah. Med zeoliti je najbolj razprostranjen laumontit, ki se najpogosteje pojavlja kot žilni mineral ali porni cement, ponekod pa lahko nadomešča tudi prvotne sestavine kamnine - vulkansko steklo, pirogene plagioklaze ali drobnozrnato tufsko osnovo. Drugi zeoliti, heulandit, trdne raztopine heulandita in klinoptilolita, analcim, stilbit, yugawaralit in thomsonit so v vulkanoklastičnih kamninah smrekovškega podgorja zastopani mnogo redkeje. Nastanek zeolitov je vezan na delovanje hidrotermalnih raztopin, ki so nastale s pregrevanjem pornih vod v vulkanoklastičnih sedimentih tedaj, ko je vanje intrudirala andezitna magma.

Introduction

Volcaniclastic material is particularly susceptible to alteration processes. Being formed at much higher temperatures than that of the depositional medium, it is generally not in equilibrium with its low-temperature sedimentary environment. In response to essentially diffrent chemical and physical conditions on the Earth's surface, volcaniclastic constituents undergo the changes in mineralogy, characterised by reactions of hydration. These changes are particulary pronounced in aqueous environments.

Volcaniclastic sediments may be deposited in environments with high chemical gradient of reacting solutions, in areas of high-temperature gradients and/or hydrothermal activity, and in subsiding sedimentary basins. Herein, volcaniclastic material is subjected to physical and chemical conditions departing further from those that prevailed during deposition and early stage diagenesis. As a result, many of the initially stable minerals become unstable or metastable, whereas the stability conditions of many of other secondary minerals are still far from being attained. The mineral reactions taking place are a response to this instability and tend to establish or re-establish equilibrium between various phases and between the phases and the environment.

The most pronounced new-formed minerals in volcaniclastic rocks are zeolites (Steiner, 1953; Coombs et al., 1959; Kossovskaya & Shutov, 1961; Otalora, 1964; Iijima & Utada, 1966; 1972; Iijima, 1978; 1980; 1984; 1988; Kostov, 1969; Seki et al., 1969; Hay & Iijima, 1968a, 1968b; Utada, 1973; 1988; Hay, 1980). Most common zeolite species are clinoptilolite, heulandite, analcime, phillipsite, chabasite, mordenite, erionite, laumontite and wairakite, somewhat rarer in occurrence are yugawaralite, stilbite, natrolite, gonnardite, thomsonite, harmotome and levynite (Gottardi & Galli, 1985). They form in volcanic rocks in varying geologic environments and due to diverse processes: weathering, percolating of meteoric water, in saline-alkaline lake deposits, by deep sea halmyrolysis, upon burial diagenesis, and by contact metamorphism and hydrothermal alteration (Iijima, 1984; Utada, 1987).

Zeolites form by weathering upon surface conditions in alkali soils of semiarid areas by interaction of volcaniclastic constituents with alkaline soil water. Hay (1970, 1978) has described the alteration of trachytic glass being replaced by phillipsite, chabasite and analcime.

Another environment favourable for the zeolite formation is the so-called open hydrologic system. Meteoric water percolating through a tuff reacts with volcanic glass to increase in pH and alkalinity until zeolites precipitate in interstitial pores and voids of dissolved glass shards. Zeolites and other new-formed minerals are distributed in vertical zones consisting of surface soil, fresh tuff or slightly altered opal- and montmorillonite-cemented tuff, and zeolitic tuff. This type of zeolitization was described for the first time in volcaniclastics of alkali-basaltic composition from Hawaii by Hay and Iijima (1968a, b) and Iijima and Harada (1968). The open system alteration was also recognised in the Pliocene alkali basaltic volcaniclastic rocks at Grad, NE Slovenia (Kralj, 1995). Common zeolites encountered in this type of environment are phillipsite, chabasite and analcime; gonnardite and natrolite may also occur. In tuffs of rhyolitic composition clinoptilolite and abundant smectites form by interaction of silicic glass with percolating ground water (Iijima, 1984).

Alkaline saline lakes are closed hydrologic system where zeolites form by interaction of volcanic glass and alkaline brines (Hay, 1966; 1978; Sheppard, 1973; Surdam & Sheppard, 1978; Sheppard & Gude, 1968; 1969). Typical zeolites produced in lake deposits of mafic composition are phillipsite, chabasite and erionite. In volcaniclastic sediments of silicic composition, clinoptilolite and mordenite occur. Zonation of new-formed minerals is horizontal, extending from the lake-margins to the lake-centre.

Halmyrolysis includes the reactions of volcanic glass from ash layers of younger geologic age, deposited on the bottom of the World's Oceans (Iijima, 1978; Kastner & Stonecipher, 1978; Honnorez, 1978). In mafic tuffs and pelagic brown clay, encountered in the Pacific and Indian Oceans, phillipsite is the dominant authigenic mineral. Clinoptilolite is more abundant in altered silicic tuff, pelagic clay and siliceous oozes in the region of Atlantic Ocean and marginal seas.

Diverse species of zeolites form upon burial diagenesis of volcaniclastic rocks in widespread geosynclinal systems (Coombs et al., 1959; Kossovskaya & Shutov, 1961; Iijima & Utada, 1966; Boles & Coombs, 1975; 1977; Boles, 1989). During early diagenesis clinoptilolite and mordenite form in silicic glass; upon progressive burial earlier developed zeolites alter further to analcime and/or heulandite and finally to albite and laumontite.

Zeolitization in hydrothermally active environments is rather complex. According to Utada (1987) it can be subdivided into four main types - Kuroko, Iceland, Okinobe and Yellowstone, characterised by different zeolite zoning, the zone morphology and extension, the temperature of zeolite formation and the chemistry of reacting solutions. Some authors, i. e. Iijima (1984), also cathegorise contact metamorphism among hydrothermal occurrences.

The development of zeolites and other new-formed hydrous silicates in a hydrothermally active environment is strongly controlled by the temperature and chemistry of reacting solutions. Chemical composition, porosity and permeability of the host rock may also be important in zeolitization processes. In volcaniclastic sediments and rocks of mafic composition, heulandite, stilbite, mordenite, laumontite, wairakite and yugawaralite are the most significant zeolites (Kristmannsdottir & Tomasson, 1978; Steiner, 1953; Utada, 1987). In tuffs of silicic composition, clinoptilolite, mordenite and analcime develop (Utada, 1988; Honda & Muffler, 1970).

Geological setting of the Smrekovec volcaniclastics

The Smrekovec mountains, located in northern Slovenia (fig. 1) are characterised by a widespread occurrence of coherent volcanic rocks and volcaniclastic deposits. The complex encompasses an area of approx. 15 sq. km and includes three major mountain peaks, Komen, Krnes and Smrekovec, reaching 1684 m, 1613 m and 1577 m respectively. The basement consists mainly of Mesozoic carbonates encountered as tectonically uplifted blocks on the NW and SE margins of the Smrekovec volcanic complex. A NW-SE trending fault of the peri-Adriatic lineament zone separates this complex from the Karavanke tonalite (Mioč, 1983). The Smrekovec volcanic complex represents a part of a wider volcanic belt, named the "Smrekovec series", extending along a distance of about 100 km towards the southeast (Mioč, 1978; Mioč

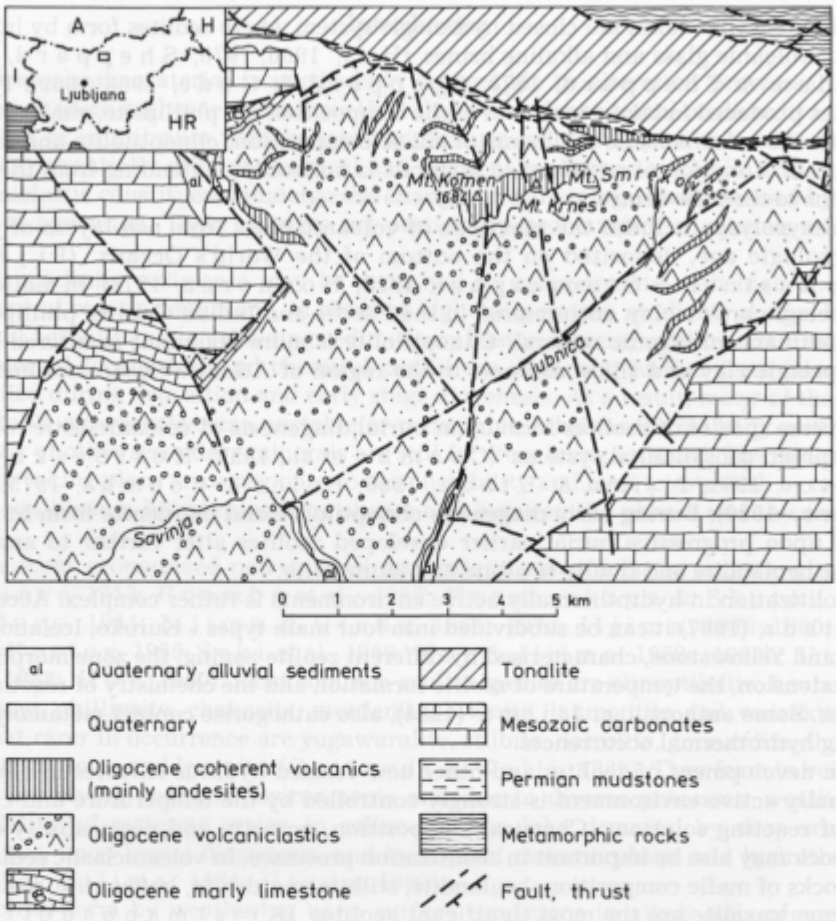


Fig. 1. The Smrekovec volcanic complex: geological sketch map (after M i o č, 1983)
Sl. 1. Poenostavljena geološka karta smrekovškega podgorja (po M i o č u, 1983)

et al., 1986). The Smrekovec volcanics are of Upper Oligocene stratigraphic age, as determined on the basis of foraminifera fauna, found in the locally underlying marine marls and siltstones (R i j a v e c, 1966).

The present rather complicated situation in northern and north-eastern Slovenia is associated with global tectonic processes of Late Cretaceous to Tertiary subduction and collision of the continental African and oceanic European plates and their segmented parts, Apulia and the Pannonian fragment (O b e r h a u s e r, 1980; R o y d e n, 1988; D e r c o u r t et al., 1986). In early Miocene, the Pannonian fragment separated from Apulia and began to escape eastward from the collision zone in Eastern Alps. Due to the mentioned eastward escapement, an extension of the Pannonian fragment began, being followed by subsidence, and consequently, the formation of a back-arc basin - the Pannonian basin.

It remains undefined whether the Smrekovec volcanism is related to an active continental margin or to one of the collision combinations: island arc - active continental margin - passive continental margin (G i l l, 1981). However, chemical composition of the Smrekovec intermediate volcanics is not very characteristic of orogene andesites (K r a l j, 1997). It indicates that tholeiitic magma very possibly underwent a differentiation due to crystal fractionation. Consequently, basalts, basaltic andesites, acid andesites, dacites and finally rhyodacites evolved in time, forming a volcanic suite. The Smrekovec volcanism may be related to local extension and leakage at the plate boundary, as it is the case in central California (D i c k i n s o n & S n y d e r, 1979a, b).

Smrekovec volcanic activity built a complex of submarine stratovolcano(es) with a significantly elevated relief composed of lavas, high-level intrusive bodies, autoclastic deposits, pyroclastic deposits and syn-eruptive resedimented volcaniclastic deposits (K r a l j, 1997). The early stage of volcanic activity was dominantly non-explosive. Basalts and basaltic andesites were emplaced as submarine lavas or high-level intrusive bodies. The style of fragmentation was mainly autoclastic, related to chill and quench processes. The late-stage volcanic activity is characterised not only by non-explosive volcanism of acidic andesitic to rhyodacitic composition, but also by explosions, either combined hydrovolcanic and magmatic, or solely hydrovolcanic. Juvenile material, chiefly pumice and glass shards, became relatively abundant. Explosive volcanic activity was probably instrumental in generation of volcaniclastic debris flows and turbidite ash flows. Their deposits are recently the most widespread throughout the Smrekovec volcanic complex.

Lithofacieses of volcaniclastic deposits were subdivided into four main groups (K r a l j, 1997):

1. lithofacieses of autoclastic deposits and resedimented hyaloclastite deposits comprising sublithofacieses of hyaloclastite breccia, hyaloclastites, peperitic breccia, and peperites;
2. lithofacieses of assumed pyroclastic deposits;
3. lithofacieses of volcanic debris flow and turbidity ash flow deposits comprising sublithofacieses of polymict volcaniclastic breccia,volcaniclastic tuff-breccia, horizontally stratified coarse-grained tuffs, horizontally laminated and vaguely laminated fine-grained tuffs, and massive fine-grained tuffs;
4. lithofacieses of reworked turbidite ash deposits which comprise sublithofacieses of massive tuffaceous sandstone, through-cross stratified tuffaceous sandstone and massive tuffaceous sandstone.

Zeolites and accompanying secondary minerals in the Smrekovec volcanics

Some of the volcaniclastic, autoclastic and coherent volcanic rocks have undergone the changes in mineralogy, characterised by the development of zeolites and other new-formed minerals: interlayered chlorite/smectite, albite, quartz, prehnite, pumpellyite, epidote, sphene, apophyllite, alkali feldspars and amphiboles (K o v i č & K r o š l - K u š č e r, 1986; K o v i č, 1988). They are abundantly developed on the contacts of high-level intrusive bodies with the enclosing sediments or in their vicinity. Particularly zeolitization was strongly controlled by porosity and permeability of sediments and is more pronounced in the coarser-grained volcaniclastics. This can easily be recognised in interbedded coarser- and finer-grained volcaniclastic rocks from the same profile: in coarser-grained varieties, laumontite, prehnite and pumpel-

lyite developed, whereas interbedded, well-sealed fine-grained volcaniclastics do not contain either laumontite or prehnite and pumpellyite.

Rock composition controlled the kind of zeolite developed, although to some extent only. Laumontite occurs in the rocks of various composition, from basaltic to rhyodacitic. It replaces the primary constituents (volcanic glass, fine-grained matrix or plagioclases) or infills interstitial space, voids or fissure systems. On the other hand, clinoptilolite and heulandite occur mainly in hyaloclastites of acid andesitic to dacitic composition replacing volcanic glass and infilling vesicles and the rock pore space. Analcime and thomsonite developed in some complexly altered rocks of basaltic to basaltic andesitic composition. Herein, analcime replaces formerly developed laumontite, and albitised plagioclases. Yugawaralite and stilbite are characteristic vein minerals, and do not seem to be influenced by the host rock composition.

Studies of zeolites and accompanying new-formed minerals in the Smrekovec volcanics are based on X-ray diffraction (determination of mineral composition of 94 powdered samples, and determination of cell parameters for 3 analcimes), petrographic investigation under the microscope (86 thin sections), elemental analysis by scanning electron microscope and energy dispersive X-ray spectrometry (30 zeolites and accompanying new-formed minerals), and combined chemical analysis - wet, atomic absorption spectrometry and emission spectrometry with inductively coupled plasma source (4 zeolite bearing rocks and 3 separated analcimes).

Laumontite - $Ca_4(Al_8Si_{16}O_{48}).16H_2O$

Laumontite is the most widespread new-formed zeolite in the Smrekovec volcanics. Very commonly, it can be encountered in veinlet systems (plate 1, fig. 1). It also infills vesicles of volcanic lithic fragments (plate 2, fig. 1, 2) and interstitial pore space (plate 2, fig. 3). Replacements of the primary constituents - pyrogenetic plagioclases (plate 2, fig. 4) or volcanic glass (plate 3, fig. 1, 2) are somewhat less abundant. In general, the amount of laumontite rarely exceeds 20 wt.% of the whole rock, even in the most extensively altered volcanics. The average laumontite content, determined by X-ray diffraction method in 48 of the laumontite-bearing rock samples, ranged between 5 and 15 wt.%. The accompanying new-formed minerals determined are quartz, albite, chlorite and interlayered chlorite/smectite, written in the order of descending abundance. The amounts of prehnite, sphene, pumpellyite, epidote or apophyllite were beyond the X-ray detection limits; these minerals can only be recognised under the microscope.

Laumontite crystals are very seldom transparent in a hand specimen (plate 1, fig. 1); most commonly they are earthy whitish. Crystal size ranges from some 10 μm up to 2 mm; the largest crystals formed in veins. Elemental analysis of ten laumontite samples by scanning electron microscope and energy dispersive X-ray spectrometry (SEM-EDX) revealed that laumontite may also contain small amounts (approx. up to 2 wt.%) of K_2O (fig. 2) besides calcium; sodium has not been detected in any of the examined samples.

Laumontite commonly replaces volcanic glass along with albite and quartz as accompanying new-formed minerals (plate 3, fig. 1, 2). Intergrowths of laumontite, albite and quartz are sometimes very fine-grained, detectable by X-ray diffraction only, although sometimes they may be recognised under the microscope, too. Replacements of volcanic glass by laumontite are often observed in hyaloclasts of autobrecci-

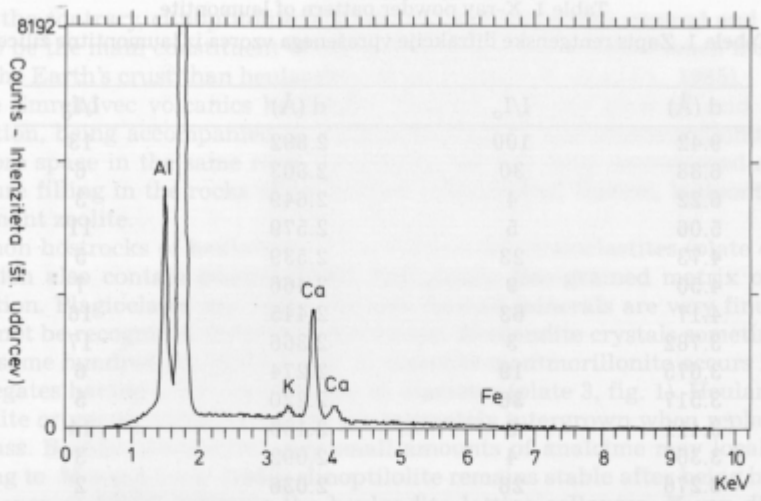


Fig. 2. Energy dispersive X-ray spectrum (EDX) yielding the major elements of laumontite (sample Sm 29, northern slopes of Smrekovec)

Sl. 2. Energijsko disperzijski spekter rentgenskih žarkov (EDX), na katerem so prikazane glavne prvine laumontita (vzorec Sm 29, severno pobočje Smrekovca)

ated lavas, high-level intrusive bodies and peperitic breccias. Rapid heat transfer from the emplaced high-level intrusive body into soft volcaniclastic sediments caused sudden increase in temperature of the enclosing sediments and their pore waters. Consequently, local hydrothermal conditions arised affecting predominantly marginal parts of the high-level intrusive body and the hyaloclasts of peperitic breccias. The laumontite-albite-quartz mineral assemblage commonly replaces spherical areas of hydrated volcanic glass produced by perlitic cracks (plate 3, fig. 1, 2).

Laumontite from the Smrekovec volcanics can also replace pyrogenetic plagioclases and alkali feldspars, although the majority of plagioclases is albitised. According to Coombs et al. (1959), laumontite replaces the anorthite component in plagioclases whereas the albite component alters to fine-grained aggregates of albite. Some of alkali feldspars are altered to laumontite and secondary alkali feldspars. The two new-formed minerals are not intimately intergrown but replace crystal grains in the form of irregular patches, attaining a few tenths of mm in length.

Microfissures developed in the Smrekovec volcanics are often infilled solely by laumontite (table 1) although veinlets containing besides laumontite also one or two other zeolites - i.e. analcime (plate 3, fig. 3, 4), stilbite, yugawaralite, or yugawaralite and analcime, can also be encountered. On the other hand, the prehnite association with laumontite is rather common, not only in veins, but also in interstitial infillings of volcaniclastic and autoclastic rocks (plate 1, fig. 3, 4; plate 2, fig. 3). Laumontite postdates and also replaces prehnite. This is a very exceptional relationship between the two minerals, since in burial environments where prehnite replaces laumontite, the situation is opposite (Boles & Coombs, 1975; 1977, Thompson, 1971). According to the activity diagram of phase relations for laumontite, heulandite and prehnite (Boles & Coombs, 1977), heulandite alters either to laumontite or

Table 1. X-ray powder pattern of laumontite
Tabela 1. Zapis rentgenske difrakcije vprašenega vzorca iz laumontitne žilice

d (Å)	I/I_o	d (Å)	I/I_o
9.42	100	2.882	13
6.88	30	2.803	6
6.22	4	2.649	3
5.06	5	2.579	11
4.73	23	2.539	5
4.50	9	2.466	7
4.17	63	2.445	16
3.782	3	2.366	17
3.675	19	2.274	6
3.517	36	2.220	5
3.411	3	2.155	14
3.367	4	2.092	3
3.276	28	2.036	2
3.204	14	1.961	9
3.156	22	1.890	2
3.047	23	1.852	5
2.952	2		

Sample (GN 38v) from a laumontite veinlet. Northern slopes of Komen; Philips diffractometer, Ni filtered CuK_α radiation (λ = 1.54051), slits 1°, 0.1 mm, 1°, scanning speed 1°/min

prehnite when the activity of hydrous silica $a_{H4SiO4(aq)}$ decreases. Both reactions are strongly controlled by the activity ratio $a_{Ca2+}/(a_{H+})^2$. The reaction from laumontite to prehnite occurs unlikely in the presence of waters saturated with quartz, since silica is, along with water and the H^+ ions the reaction byproduct (B o l e s & C o o m b s, 1977. Instability of prehnite and its conversion to laumontite evidenced in the Smrekovec volcaniclastic rocks could therefore be related to the decreased ratio $a_{Ca2+}/(a_{H+})^2$ in reacting solutions; additional favourable conditions might be the increased activity of hydrous silica $a_{H4SiO4(aq)}$ and the decreased temperature of reacting solutions.

Heulandite (Na,K) $Ca_4(Al_9Si_{27}O_{72})$. $24H_2O$ and clinoptilolite $(Na,K)_6(Al_6Si_{30}O_{72})$. $20H_2O$

Heulandite and clinoptilolite form a continuous solid solution series along the join between the stoichiometric fomulae given above (M u m p t o n, 1960; G o t t a r d i & G a l l i, 1985). Heulandite, clinoptilolite and numerous members of the heulandite-clinoptilolite solid solution series altogether belong to the heulandite group; for this reason, the name heulandite may sometimes refer to the whole genus. For proper distinction of heulandite and clinoptilolite at least the thermal test of M u m p t o n (1960) must be applied.

Heulandite is very common in hydrothermally altered basic volcanics as vesicle and fissure filling. Sedimentary occurrences of heulandite with proper evidence are

rare. On the contrary, clinoptilolite is a very rare hydrothermal mineral and has been shown to be the main constituent of many sediments, and is hence much more abundant in the Earth's crust than heulandite (G o t t a r d i & G a l l i, 1985).

In the Smrekovec volcanics heulandite replaces volcanic glass of acid andesitic composition, being accompanied by cristobalite/quartz and montmorillonite; it also infills pore space in the same rock. Heulandite has not been encountered as vesicle and fissure filling in the rocks of more basic composition; therein, laumontite is the predominant zeolite.

Common hostrocks of heulandite are resedimented hyaloclastites (plate 4, figs. 1, 3, 4) which also contain pumice lapilli and glassy, fine-grained matrix of similar composition. Plagioclases are fresh. The new-formed minerals are very fine-grained and can not be recognised under the microscope. Heulandite crystals sometimes attain up to some hundred μm (plate 3, fig. 1); smectite montmorillonite occurs in globular aggregates having a few hundred μm in diameter (plate 3, fig. 1). Heulandite and cristobalite or microcrystalline quartz are intimately intergrown when replacing volcanic glass. Besides heulandite, very small amounts of analcime may locally occur. According to M u m p t o n (1960) clinoptilolite remains stable after being heated for twelve hours at 600°C, whereas the heulandite lattice collapses. X-ray diffraction patterns of four thermally treated samples have confirmed the presence of heulandite; in one of the samples solid solution heulandite-clinoptilolite with predominating heulandite component has been determined (figs. 3a, 3b).

Resedimented hyaloclastites with pumice lapilli occur in the form of scarce, small and isolated erosional remnants on the top of the mountain range from Komen to Smrekovec. They are also to be found along the southern and northern slopes of Komen, Krnes and Smrekovec, dipping outward from the top of Komen towards the southeast and northwest, respectively. In general, the hyaloclastites contain heulandite, heulandite-clinoptilolite, smectite and quartz. Locally, they can be found altered to laumontite, albite, quartz, interlayered chlorite/smectite and traces of analcime. The laumontite-albite-quartz-chlorite/smectite-(analcime) mineral assemblage occurring in the same rock layer as the heulandite-cristobalite/quartz-smectite could indicate the presence of the progressive zeolite reaction pattern: silicic andesitic/dacitic glass → clinoptilolite-cristobalite/quartz-smectite → (mordenite)-heulandite-analcime-cristobalite/quartz-smectite → laumontite-albite-quartz-interlayered chlorite/smectite. However, the relationship between laumontite and heulandite seems to be more complicated. In heulandite-bearing hyaloclastites, laumontite locally occurs in very small amounts being developed as the replacement of volcanic glass in larger hyaloclasts or as interstitial cement. Herein, laumontite was found to be partially replaced by clinoptilolite-heulandite (plate 4, fig. 2). Microscopic observation and X-ray analysis indicate the transformation can be either direct or related to prior alteration of laumontite to kaolinite or montmorillonite. The occurrence indicates that a post-hydrothermal process, diagenesis or halmyrolysis, must be superimposed on the earlier alteration.

Analcime $Na_{16}(Al_{16}Si_{32}O_{96}).16H_2O$

Besides some subordinate occurrences of analcime developed during the progressive alteration of silicic andesitic or dacitic glass to heulandite, smectite and cristoba-

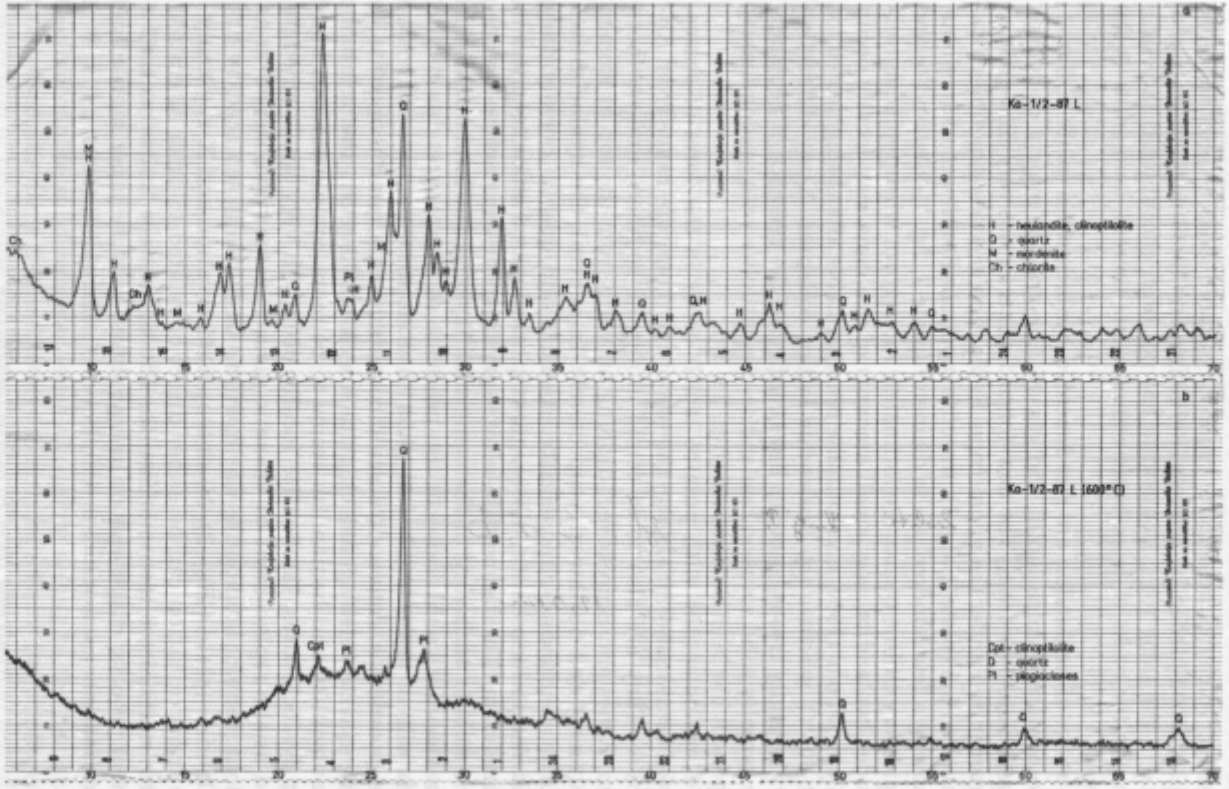


Fig. 3a. X-ray diffraction pattern of heulandite-clinoptilolite (sample Ko 1/2-87 L) before thermal treatment

Fig. 3b. X-ray diffraction pattern of heulandite-clinoptilolite (sample Ko 1/2-87 L) after being heated at 600°C for 12 hours. The heulandite lattice collapsed whereas clinoptilolite persisted. Analyst M. Mišič

Sl. 3a. Difraktogram trdne raztopine heulandita in klinoptilolita (vzorec Ko 1/2-87 L) pred termično obdelavo

Sl. 3b. Difraktogram trdne raztopine heulandita in klinoptilolita (vzorec Ko 1/2-87 L) po segrevanju na 600°C v trajanju 12 ur. Struktura heulandita se je porušila, struktura klinoptilolita pa se je ohranila tudi po segrevanju. Analitik M. Mišič

lite, analcime may also show very exceptional style of formation. In the northern slopes of Smrekovec, extensively altered autoclastic and volcaniclastic rocks occur containing up to 60% of analcime (plate 1, fig. 2). Herein, analcime replaces formerly developed laumontite and albitised plagioclases, and is accompanied by interlayered smectite/chlorite.

A complex alteration history leading to analcime development can be observed in a 50 metres thick profile in the northern slopes of Smrekovec. The early stage of alteration is characterised by an intrusion of basaltic andesite into volcaniclastic sediments. Andesite marginal parts were autobrecciated and autoclasts partially admixted to the enclosing sediments. A plagioclase-rich dyke of similar composition cuts the andesite. By contact metamorphism and hydrothermal activity related to the andesite emplacement laumontite extensively developed in the layer of autoclastic andesite along with albite, quarz, interlayered chlorite/smectite and traces of sphene. Small amounts of prehnite and pumpellyite also occur in this autoclastic layer that was situated immediately above the source of heat. Herein, pumpellyite may replace plagioclases along with albite and prehnite (plate 5, fig. 1, 2) or infills vesicles in autoclasts (plate 5, fig. 4). The laumontite-albite-quartz-chlorite/smectite mineral assemblage is developed above the andesite intrusive body for over 120 metres, up to the top of Smrekovec. However, the laumontite content in the section is fairly variable, but is generally much lower in volcaniclastic rocks (5-20 wt.%) than in the autoclastic layer where it may attain up to 50 wt.%. Interstratified fine-grained volcaniclastic rocks, even if situated in close vicinity of the intrusive andesite, contain only traces of zeolites, whereas plagioclases are completely albitised and the matrix replaced by interlayered chlorite/smectite.

This high-level intrusive body of basaltic andesitic composition is interrupted by another andesite body - probably a feeder dyke - which is of acidic andesitic composition. Analcime is closely related to this late-stage intrusion and predominantly follows previous alteration replacing laumontite. It is very localised in occurrence; at a distance of some 10 metres laterally from the intrusion, analcime becomes very scarce - often below the X-ray detection limit. Herein, incomplete replacements of laumontite by analcime are commonly encountered (plate 3, fig. 3, 4). Closer to the intrusion, analcime becomes more pronounced, replacing not only laumontite but also albitised plagioclases (plate 1, fig. 2). Analcime is particularly abundand in autoclastic rocks that previously underwent extensive laumontite alteration. The replacement of laumontite by analcime is accompanied by crystallisation of alkali feldspars (plate 5, fig. 3). The presence of alkali feldspars was confirmed by elemental analysis of seven analcime-rich samples by scanning electron microscope and energy dispersive X-ray spectrometry (fig. 4). As already mentioned, laumontite may also contain, besides calcium, small amounts (approx. up to 2 wt.%) of K_2O (fig. 2); during the reaction from laumontite to analcime, potassium might have been fixed by crystalisation of alkali feldspars. Together with alkali feldspars, up to 200 mμ sized exsolutions of thomsonite sometimes occur.

Chemical analyses of four analcime- or laumontite-bearing rocks important for interpretation of analcime occurrence in the Smrekovec volcaniclastics is shown in table 2. The rock samples no. 3 (Sm 34/51) and no. 4 (Sm 34/II) are texturally alike and also, similarly extensively altered. The only conspicuous difference is in the type of zeolite developed: the rock sample no. 3 contains analcime, and the rock sample no. 4, laumontite. It is very interesting that no obvious distinction between the abundances of major elements can be observed, although at least the difference in the sodium

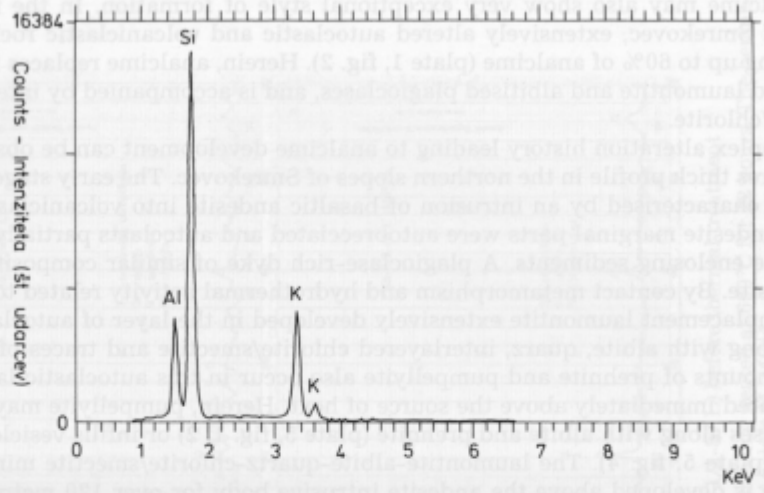


Fig. 4. Energy dispersive x-ray spectrum (EDX) yielding the major elements of alkali feldspar exsolutions in analcime (sample Sm 34 c)

Sl. 4. Energijsko disperzijski spekter rentgenskih žarkov (EDX), na katerem so prikazane glavne prvine alkalnega glinenca, ki je kristaliziral med nadomeščanjem laumontita po analcimu (vzorec Sm 34 c)

and calcium contents would be expected. The rocks could have undergone some ion exchange processes in interlayered smectite/chlorite clay minerals after crystallisation of zeolites.

Analcime has been separated almost completely from the bulk samples of extensively altered rocks by the use of heavy liquids. Three relatively pure analcime samples containing no other minerals detectable by X-ray diffraction were obtained. The analcime samples were investigated by the means of X-ray diffraction method (tables 3, 4, 5) and combined wet chemical analysis, atomic absorption spectrometry and optical emission spectrometry with inductively coupled plasma source (table 6). The results have shown that analcimes are cubic, low-silica and calcian varieties. No solid solution with wairakite (A o k i & M i n a t o, 1980; H a r a d a & S u d o, 1976) can be assumed.

The analcime occurrence bears evidence of a very complex alteration history of the Smrekovec volcaniclastic rocks. Analcime is superimposed on the earlier, laumontite yielding alteration, and is related to the late-stage emplacement of an acid andesite body - probably a feeder dyke. Experimental work on hydrothermal alteration of the Smrekovec volcanics (table 1, sample no. 1) performed by B a r t h - W i r s c h i n g (pers. comm.) indicates laumontite alters to analcime in closed or open system at the temperatures of above 150°C by action of sodium-bearing reacting solutions. Hydrothermal fluids responsible for the laumontite to analcime transformation could have been magmatic in origin but it is also possible that marine water from the sea-bottom became superheated when penetrating along the fissures opening the pathway of the ascending magma.

Table 2. Chemical composition of four analcime- or laumontite- bearing rocks
Tabela 2. Kemična sestava štirih vzorcev kamenin, ki vsebujejo analcim ali laumontit

Element (wt. %)	Sample 1	2	3	4
SiO_2	49.6	56.4	46.1	50.8
TiO_2	0.88	0.9	0.7	0.9
Al_2O_3	16.9	16.1	19.9	17.9
Fe_2O_3	3.3	5.0	3.8	4.5
FeO	4.3	2.1	3.8	3.7
MnO	0.14	0.09	0.15	0.15
MgO	5.48	3.5	7.5	5.4
CaO	8.44	5.5	6.5	6.5
Na_2O	3.64	4.0	3.8	3.5
K_2O	0.19	1.0	1.1	1.5
P_2O_5	0.13	0.18	0.05	0.05
L.O.I.	5.70	4.7	6.6	5.0
sum.	99.18	99.56	100.0	99.90

1. Ko-3, altered basaltic rock from northern slopes of Komen. Mineral composition, determined by X-ray diffraction method: laumontite (20-25%), albite (15-20%), interlayered chlorite/smectite (50-65%), quartz (<5%), K-feldspars in traces. Optically observer traces of prehnite and sphene

2. Sm 31a, altered coarse-grained volcaniclastic rock, northeren slopes of Smrekovec. Mineral composition, determined by X-ray diffraction method: albite (35%), interlayered chlorite/smectite (20-30%), laumontite (20-30), quartz (15-16%)

3. Sm 34/51, altered volcaniclastic rock, northern slopes of Smrekovec. Mineral composition determined by X-ray diffraction method: analcime (40-45%), interlayered chlorite/smectite (45-50%), quartz (<5%), albite in traces

4. Sm 34/II, altered autoclastic rock, northern slopes of Smrekovec. Mineral composition, determined by X-ray diffraction method: albite (35%), laumontite (20-25%), interlayered chlorite/smectite (35-45%), quartz (<5%)

Sample (Ko-3) was analysed in X-RAL Activation Services Inc., Ann Arbor, Michigan. Samples Sm 31a, Sm 34/51 and Sm 34/II were analysed in National Chemical Institute (KIBK), Ljubljana

Stilbite $NaCa_4(Al_9Si_{27}O_{72}).30H_2O$ and yugawaralite $Ca_2Al_2Si_{12}O_{32}.8H_2O$

Stilbite and yugawaralite are typical hydrothermal zeolites (Gottardi & Galli, 1985). In the Smrekovec volcanics both stilbite (fig. 5a) and yugawaralite (fig. 5b) occur only as vein minerals, being always accompanied by laumontite. Stilbite commonly crystallises at lower temperatures than laumontite (Iijima, 1984; Boles & Coombs, 1975; Liou, 1971a). Yugawaralite develops at higher temperatures than laumontite and in comparison with wairakite at lower pressures (Liou, 1971b).

In veins, yugawaralite and laumontite may also be accompanied by analcime. One of the veinlets containing yugawaralite, laumontite and analcime occurs in a fine-grained tuff which does not contain zeolites but is located in the vicinity of analcime-rich rocks. Immediately above the contact with tuff, a few mm thick layer of fine-grained laumontite and yugawaralite occurs. Above this layer, cubic crystals of anal-

Table 3. X-ray diffraction pattern of analcime (sample N 34 1/4 L)

Tabela 3. Zapis rentgenske difrakcije vprašenega vzorca analcima, izdvojenega iz kamenine v težki tekočini (vzorec N 34 1/4 L)

d (Å)	I/I_o	d (Å)	I/I_o
6.82	5	1.87	7
5.59	46	1.83	1
4.84	10	1.74	14
3.66	6	1.71	4
3.42	100	1.68	5
3.23	2	1.66	2
2.92	44	1.60	2
2.79	5	1.59	5
2.69	13	1.50	2
2.50	13	1.48	3
2.42	6	1.46	2
2.28	1	1.45	2
2.22	8	1.41	5
2.16	2	1.41	3
2.12	1	1.39	2
1.94	1	1.37	3
1.90	11	1.36	6

Sample N 34 1/4 L, separated from altered volcaniclastic rock from northern slopes of Smrekovec; Philips diffractometer, Ni filtered CuK_α radiation (λ = 1.54051), slits 1°, 0.1 mm, 1°, scanning speed 1°/min; cubic cell parameter a = 13.1950

cime developed; the analcime crystals are of approx. equal size of 2-3 mm. On the analcime crystals, fine-grained laumontite occurs. The described succession of vein zeolites indicates that laumontite crystallised before and after the analcime. Analcime, occurring between the layers of calcic zeolites seems to crystallise during short episode of sodium-yielding hydrothermal activity.

Zeolite formation in the Smrekovec volcaniclastic rocks

The occurrence of zeolites and other new-formed minerals in the Smrekovec volcaniclastics is rather complex. The most common zeolite is laumontite; heulandite, heulandite-clinoptilolite, analcime, yugawaralite, stilbite and thomsonite are subordinate and more localised in occurrence. The accompanying new-formed minerals are quartz, albite, chlorite, interlayered chlorite/montmorillonite, prehnite, pumpellyite, sphene, epidote, zoisite and apophyllite.

Laumontite is a common zeolite in different environments. Upon burial and contact metamorphism, it forms from a zeolite precursor - most frequently heulandite, but also mordenite or clinoptilolite (Coombs et al., 1959; Boles & Coombs, 1975; 1977; Iijima & Utada, 1966; Utada, 1973). On the other hand, hydrothermal genesis of laumontite, attributed to those crystals filling veins and fractures with no obvious reaction of the mineralising fluid with the wallrock, is also rather

Table 4. X-ray diffraction pattern of analcime (sample Sm 34/31)

Tabela 4. Zapis rentgenske difrakcije vprašenega vzorca analcima, izdvojenega iz kamenine v težki tekočini (vzorec Sm 34/31)

d (Å)	I/I_o	d (Å)	I/I_o
6.83	3	1.90	10
5.58	43	1.87	6
4.84	11	1.83	2
3.66	6	1.74	13
3.42	100	1.71	6
3.22	5	1.69	5
2.92	39	1.66	2
2.79	5	1.61	2
2.69	13	1.59	5
2.50	11	1.49	2
2.42	7	1.47	3
2.29	1	1.46	1
2.22	7	1.45	1
2.17	2	1.41	5
2.12	2	1.41	3
2.02	2	1.38	1
1.94	1	1.37	2
		1.35	6

Sample Sm 34/31, separated from altered volcaniclastic rock from northern slopes of Smrekovec; Philips diffractometer, Ni filtered CuK_α radiation (λ = 1.54051), slits 1°, 0.1 mm, 1°, scanning speed 1°/min; cubic cell parameter 13.7143

common (G o t t a r d i & G a l l i, 1985). For comparison of the laumontite occurrence in the Smrekovec volcaniclastics, the alteration upon contact metamorphism, encountered in Neogene sediments of Japan is particularly interesting. The following text is a very breef summary of the comprehensive work of U t a d a (1973).

Neogene sediments surrounding volcano-plutonic masses underwent complex changes in mineralogy related to contact metamorphic, diagenetic and hydrothermal alteration. According to the assemblages of new-formed minerals eight alteration zones were recognised. Higher-grade zones are completely metamorphic and comprise: the hornblende-plagioclase zone, the actinolite-plagioclase-chlorite zone, the prehnite-epidote-plagioclase-chlorite zone, and the chlorite-epidote-plagioclase-quartz zone. Lower-grade alteration zones comprising abundant zeolites are the following: the laumontite-chlorite-plagioclase-quartz zone, the analcime-heulandite-chlorite-montmorillonite-quartz zone, the mordenite-montmorillonite-opal/quartz or the clinoptilolite-mordenite-montmorillonite-opal zone, and the zone of altered volcanic glass, montmorillonite and opal. The laumontite-bearing zone commonly spreads in the outer areas apart from the intrusive mass but sometimes it also immediately surrounds intrusive bodies of small sizes. Laumontite replaces plagioclase phenocrysts, fine-grained matrix and groundmass of various rocks, and is interspersed with other new-formed minerals. It also occurs in druses and as a vein mineral. The original rock texture is relatively well preserved.

Table 5. X-ray diffraction pattern of analcime (sample Sm 34/60 L)

Tabela 5. Zapis rentgenske difrakcije vprašenega vzorca analcima, izdvojenega iz kamenine v težki tekočini (vzorec Sm 34/60 L)

d (Å)	I/I_o	d (Å)	I/I_o
6.83	3	1.87	8
5.59	48	1.83	1
4.84	11	1.74	14
3.66	7	1.71	5
3.43	100	1.69	6
3.22	4	1.66	2
2.06	2	1.62	3
2.92	47	1.60	4
2.79	6	1.49	3
2.69	14	1.48	3
2.50	14	1.46	1
2.42	7	1.45	2
2.28	2	1.44	2
2.22	9	1.41	5
2.17	2	1.39	1
2.12	2	1.38	1
2.02	2	1.37	2
1.90	11	1.36	7

Sample Sm 34/60 L, separated from altered volcaniclastic rock from northern slopes of Smrekovec; Philips diffractometer, Ni filtered CuK_α radiation (λ = 1.54051), slits 1°, 0.1 mm, 1°, scanning speed 1°/min; cubic cell parameter 13.7231

In the Smrekovec volcaniclastics laumontite is the most widespread zeolite, developed as interstitial filling, a vein mineral or replacement of volcanic glass and plagioclases. The average laumontite content in altered volcaniclastic rocks rarely exceeds 20 wt.% of the bulk composition. The replacements of volcanic glass and pyrogenetic plagioclases are more localised in occurrence and related to the proximity of high-level intrusive bodies. The degree of zeolitisation is also strongly dependent on porosity and permeability of the host-rock; this relationship is the most obvious in the sections, composed of interbedded coarse-grained rocks containing abundant zeolites, and fine-grained tuffs which lack of zeolites, except for fissure fillings.

Laumontite and other zeolites show no obvious zonal arrangement. Away from extensively altered rocks encountered in close vicinity of high-level intrusive bodies, laumontite-cemented volcaniclastics grade into the rocks in which zeolites do not occur any more, not even as vein minerals. The only occurrence which could indicate the presence of two possible zones with defined progressive reaction pattern, is related to resedimented hyaloclastites spreading from the top of Komen towards the south-east and north-west. The hyaloclastites are generally altered to heulandite, heulandite-clinoptilolite, quartz and montmorillonite. Locally, laumontite, albite, quartz and interlayered chlorite/montmorillonite are encountered in the same type of rocks; due to extensive erosion of hyaloclastites it is uncertain whether the two alteration patterns occur in exactly the same layer. In heulandite-bearing rocks, scarce remains

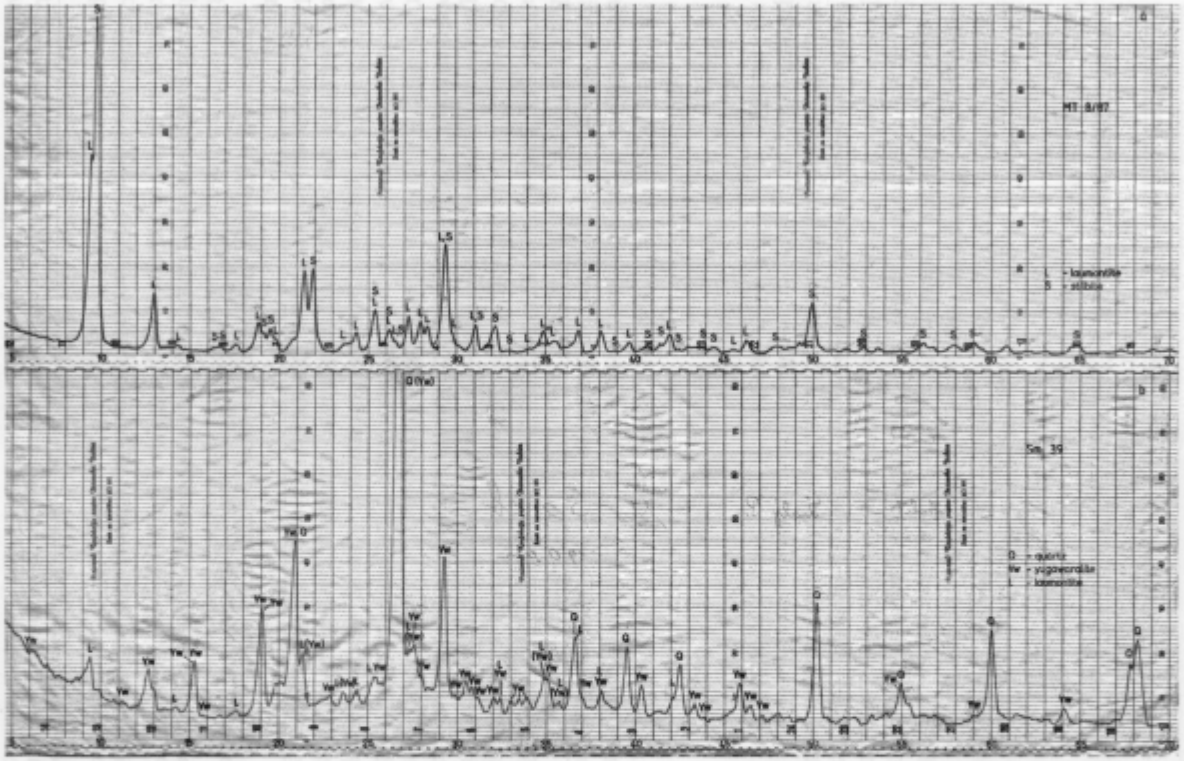


Fig. 5a. X-ray diffraction pattern of stilbite and laumontite from a veinlet in a fine-grained tuff (sample MT-8/87)

Fig. 5b. X-ray diffraction pattern of yugawaralite, laumontite and quartz from a veinlet in a fine-grained tuff (sample Sm 39). Quartz is not an associated vein mineral. Investigations by scanning electron microscopy revealed that quartz originates from siliceous algae living in a creek the sample was taken from

Sl. 5a. Difraktogram stilbita in laumontita iz žilice v drobnozrnatem tufu (vzorec MT-8/87)

Sl. 5b. Difraktogram yugawaralita, laumontita in kremena iz žilice v drobnozrnatem tufu (vzorec Sm 39). Kremen ni paragenetski mineral; raziskave vzorca z vrstičnim elektronskim mikroskopom so pokazale, da izvira kremen iz kremenovih alg, ki naseljujejo dno potoka, ob katerem je bil vzorec odvzet

Table 6. Analcimes: chemical composition, formulae on the basis of 96 oxygens and lattice constants in Å

Tabela 6. Analcimi: kemična sestava, formule na osnovi 96 kisikov ter mrežne konstante v Å

Element	Sample		
(wt. %)	1	2	3
SiO_2	54.0	53.9	54.1
Al_2O_3	23.1	21.9	21.9
Fe_2O_3	0.6	0.6	0.6
MgO	0.5	0.4	0.4
CaO	2.1	2.3	2.2
Na_2O	9.9	10.0	10.5
K_2O	0.5	0.5	0.5
H_2O^-	0.2	0.5	0.2
H_2O^+	8.7	9.3	9.1
sum.	99.9	99.4	99.5
Si	31.86	32.28	32.33
Al	16.06	15.46	15.45
Fe	0.26	0.27	0.26
Mg	0.65	0.36	0.32
Ca	1.29	1.47	1.31
Na	11.32	11.61	12.61
K	0.38	0.38	0.39
H_2O	17.0	18.3	17.9
E %	4.7	0.5	0.6
Si/Al	1.98	2.08	2.09
Si+Al+(Fe^{3+})	48.12	48.1	48.3
Na+K+2Ca	14.28	14.93	15.17
D	2.582	2.579	2.584
a	13.7195	13.7143	13.7231
b	13.7195	13.7143	13.7231
c	13.7195	13.7143	13.7231
$\gamma=\beta=\alpha$	90.000	90.000	90.000

1. Sample N34 1/4L, separated analcime from volcaniclastic rock form northern slopes of Smrekovec. Chemical formula: $(Na+K+2Ca)_{14.28}\ Al_{16.06}\ Si_{31.86}\ O_{96} \cdot 17\ H_2O$

2. Sample 34/31 2L, separated analcime from volcaniclastic rock form northern slopes of Smrekovec. Chemical formula: $(Na+K+2Ca)_{14.93}\ Al_{15.46}\ Si_{32.28}\ O_{96} \cdot 18.3\ H_2O$

3. Sample 34/60 L, separated analcime from volcaniclastic rock form northern slopes of Smrekovec. Chemical formula: $(Na+K+2Ca)_{15.17}\ Al_{15.45}\ Si_{32.33}\ O_{96} \cdot 17.3\ H_2O$

Chemical analyses were performed in National Chemical Institute (KIBK) in Ljubljana. Cell dimensions were determined in University of Belgrade, Faculty for Mining and Geology, Yugoslavia

of laumontite occur being extensively replaced by clinoptilolite-heulandite. This relationship between the two minerals would hardly justify the progressive reaction pattern and the existence of zonal arrangement of zeolites. It strongly suggests that

other mechanisms - diagenesis or halmyrolysis - must have operated after the hydrothermal stage of alteration.

Yugawaralite is a vein mineral genetically related to crystallisation from hydrothermal fluids. Stilbite is very common hydrothermal zeolite although it can also be encountered in burial environments as is the case in Taringatura Hills, New Zealand (Boles & Coombs, 1975; 1977). Analcime in the Smrekovec volcaniclastics is of hydrothermal origin formed during late-stage emplacement of a high-level intrusive body - most probably a feeder dyke.

If the zeolite occurrence in the Smrekovec volcaniclastics is compared with the previously described contact metamorphic alteration, it can be concluded that higher-grade metamorphic zones are missing. Zeolites do not show any obvious zonal arrangement although an enhanced rock alteration in close vicinity of the outcrops of high-level intrusive bodies suggests their emplacement must have been instrumental in the development of laumontite and other zeolites but was probably too small to produce zonation recognisable on larger scale. On the other hand, laumontite and heulandite locally replace volcanic glass indicating the precipitation from hydrothermal fluids could not have been the only mechanism responsible for the zeolite development.

Conclusions

The Smrekovec volcaniclastic rocks underwent alteration characterised by the development of zeolites and related silicate minerals: albite, quartz, chlorite and interlayered chlorite/smectite. Laumontite is the most widespread in occurrence; heulandite, heulandite-clinoptilolite and analcime may locally be abundant whereas stilbite and yugawaralite can be encountered only as vein minerals. Laumontite developed as replacement of the primary constituents - volcanic glass, pyrogenetic plagioclases and a fine-grained matrix, and as abundant interstitial filling and a vein mineral. Heulandite and heulandite-clinoptilolite occur abundantly in resedimented hyaloclastites of acid andesitic to dacitic composition. Herein, they replace volcanic glass and infill vesicles in glassy hyaloclasts or pumice lapilli. Analcime-rich rocks are very localised in occurrence. Herein, analcime replaces previously developed laumontite, and rarely also albitised plagioclases. It formed during the late-stage emplacement of a dyke into already lithified and alterd volcaniclastic rocks.

Zeolites developed in the Smrekovec volcaniclastics, their occurrence and association with prehnite and pumpellyite indicate their formation to be closely related to local hydrothermal conditions generated in water-saturated sediments by emplacement of high-level intrusive bodies. This intrusives were obviously too small sources of heat to produce zonation on kilometre scale as encountered in contact metamorphic settings.

Quartz, interlayered chlorite/smectite and albite are widely developed throughout the Smrekovec volcanic complex, irrespective to finer- or coarser-grained texture of volcaniclastic rocks, their position or zeolite content. For this reason, they could have also developed upon shallow burial diagenesis.

Acknowledgements

I am much obliged to the Institute of Geology, Geotechnics and Geophisics for having enabled me to work on this problem. The study was supported by the Ministry of Science and Technology of the Republic of Slovenia. Many thanks to my mentor Prof. Dr. Vera Gregorič.

I express my cordial thanks to Prof. Dr. Josip Tišljar from The University of Zagreb, Croatia, for revision of the manuscript and many helpful comments.

Zeoliti v vulkanoklastičnih kamninah smrekovškega podgorja

Uvod

Piroklastičen material se je potem, ko je bil odložen na zemljini površini, hitro spreminjal, saj so temperature in tlaki v novem okolju mnogo nižji kot tisti, ki je v njem nastajala magma. Predvsem vulkansko steklo se zelo hitro hidratizira, še posebno, če je bil piroklastični material odložen na jezerskem ali morskem dnu. Reakcijam hidratacije slede spremembe v mineralni sestavi tako, da začno kristalizirati glineni minerali, opal, odvisno od danih okoliščin pa tudi zeoliti.

Ker sedimentacijsko okolje ni statično, temveč se nenehno spreminja, se tudi vulkanski material prilagaja novim kemičnim in fizikalnim razmeram. Pri tem je kinetika reakcij navadno počasnejša od hitrosti sprememb v okolju. Zato lahko - sicer v nekaterih danostih tlaka, temperature in kemične sestave delujočih fluidov - nestabilni minerali zelo dolgo obstanejo kot metastabilne faze. Značilni minerali te vrste so prav zeoliti, ki lahko obstajajo kot metastabilni celo več milijonov let.

Če se piroklastični sediment, v katerem so se že pričele spremembe, začne pogrezati ali pa je izpostavljen hidrotermalnemu delovanju, visokemu termičnemu ali kemičnemu gradientu, postanejo prej obstojni avtigeni minerali neobstojni. Namesto njih prično kristalizirati drugi, ki so bolj prilagojeni novim razmeram v okolju. Pri tem lahko nekatere faze dosežejo v danih okoljih termodinamično ravnotežje, druge pa ne, vendar kljub temu lahko obstajajo še naprej kot metastabilne faze. V okolju diageneze tonjenja se spremembe tlaka, temperature in sestave pornih raztopin spreminjajo sorazmerno počasi. Zato nastajajo in obstajajo določene združbe zeolitov in drugih avtigenih mineralov v bolj ali manj debelih slojih, imenovanih zone zeolitov (Coombs et al., 1959; Kossovskaya & Shutov, 1961; Iijima & Utada, 1966; Boles & Coombs, 1975; 1977). V okoljih, kjer se pojavlja hidrotermalno delovanje, pa so nihanja v temperaturi in predvsem v sestavi delujočih fluidov znatna in so zato zone zeolitov le malokje razvite (Iijima, 1984), razen na kontaktih globočnin in sedimentov v geosinklinalnih območjih (Utada, 1973).

Zeoliti so hidratizirani alumosilikati alkalnih in zemljoalkalnih kovin in so najbolj razširjeni avtigeni minerali v piroklastičnih sedimentih (Utada, 1987). Nastajajo v številnih geoloških okoljih in zaradi različnih procesov: s površinskim preperevanjem vulkanskega pepela alkalne sestave, v slanih-alkalnih jezerih (zaprti hidrološki sistemi), v odprtih hidroloških sistemih zaradi pronicanja meteornih vod, s halmirolizo vulkanskega stekla na dnu oceanov, pri diagenezi tonjenja in v hidrotermalno aktivnih sistemih (Iijima, 1984). Združbe zeolitov, ki pri tem nastajajo, so odvisne od

temperature, tlaka, sestave delujočih raztopin, sestave prikamnine in pogosto tudi njene poroznosti in permebilnosti.

Geološko okolje smrekovških vulkanoklastitov

Smrekovško podgorje (sl. 1) grade zgornjeoligocenske vulkanske kamnine, v katerih se pojavljajo zeoliti in drugi avtigeni minerali. Raztezajo se na površini približno petnajst kvadratnih kilometrov in predstavljajo osrednji del obsežnejšega vulkanskega pasu, imenovanega tudi smrekovška serija (M i o č, 1978; 1983; M i o č et al., 1986). Najvišje se vzpno vrhovi Komen (1684), Krnes (1613) in Smrekovec (1577). Zgornjeoligocenska starost predornin je določena na osnovi foraminiferne favne, vsebovane v meljastih sedimentih podlage (R i j a v e c, 1966).

Vulkanizem je pričel delovati v morskem okolju, kjer je nastal vulkanski masiv z enim ali več stratovulkanov in izrazitim pozitivnim reliefom. Sestava magme se je zaradi frakcijske kristalizacije bazaltne taline s časom spreminjala od bazaltne prek bazaltne andezitne in kisle andezitne do dacitne in tako ustvarila vulkanski diferenciacijski niz.

Smrekovške vulkanoklastične kamnine obsegajo tri glavne zvrsti - avtoklastične kamnine s presedimentiranimi hialoklastiti, vulkanoklastične debrite in turbidite ter lokalno presedimentirane sedimente vulkanoklastičnih tubiditov. Za pojav zeolitizacije so najpomembnejše plitve intruzije magme v vlažne, še nekonsolidirane sedimente, saj so le-te predstavljale glavni izvor toplote, zaradi katere so se porne vode v vlažnih sedimentih segrele in povzročile kristalizacijo zeolitov.

Zeoliti v vulkanoklastitih smrekovškega podgorja

Zeolite in druge avtigene minerale smo preiskovali z različnimi metodami: z mikroskopijo v presevni polarizirani svetlobi, kjer sem pregledala 86 zbruskov; z rentgensko difrakcijo 94 vprašenih vzorcev, z elektronsko mikroskopijo, kombinirano z energijsko-disperzijskim spektrometrom rentgenskih žarkov (SEM-EDX), kjer smo pregledali 30 vzorcev in s kemično analizo (kombinirana mokra analitska metoda, atomska absorpcijska spektroskopija in emisijska spektroskopija z induktivno sklopljeno plazmo), kjer smo analizirali 4 vzorce kamnine in 3 vzorce separiranega analcima.

Laumontit - $Ca_4(Al_8Si_{16}O_{48}).16H_2O$

Med zeoliti v vulkanoklastičnih kamninah smrekovškega podgorja je najbolj razširjen laumontit. Pojavlja se kot žilni mineral (tabla 1, sl. 1), zapolnitev votlinic plinskih mehurčkov (tabla 2, sl. 1, 2) ali kot porni cement (tabla 2, sl. 3). Lahko pa nadomešča tudi plagioklaze (tabla 2, sl. 4), vulkansko steklo (tabla 3, sl. 1, 2) in drobnozrnato tufsko osnovo. Kot žilni mineral ali porni cement se pogosto pojavlja sam, včasih pa ga spremljajo tudi stilbit, yugawaralit, analcim (tabla 3, sl. 3, 4) ali prehnit (tabla 1, sl. 3, 4). V kamninah je njegova zastopanost običajno skromna, saj le redkokje presega 20 mas.% celotne kamnine. Najpogostejši minerali, ki v vulkanoklastitih smrekovškega podgorja spremljajo laumontit, so albit, kremen, klorit in glineni minerali vrste klorit/montmorillonit. V slednih količinah je pogosto prisoten sfen, pone-

kod pa se pojavljata tudi prehnit in pumpellyit. Prav pojav prehnita z laumontitom je zelo neobičajen, saj v vulkanoklastitih smrekovškega podgorja laumontit ne le da je kristaliziral kasneje kakor prehnit, temveč ga tudi nadomešča (tabla 1, sl. 3, 4). V okolju diageneze tonjenja prehnit nadomešča laumontit. Iz diagrama stabilnosti heulandita, laumontita in prehnita (B o l e s & C o o m b s, 1977) je mogoče nakazati, da bi morda iz prehnita retrogradno lahko nastajal laumontit ob povišani aktivnosti kremenice $a_{H4SiO4(aq)}$ in zmanjšanem razmerju aktivnosti kalcijevih in vodikovih ionov $a_{Ca2+}/(a_{H+})^2$.

Raziskave z vrstičnim elektronskim mikroskopom, kombiniranim z energijsko-disperzijskim spektrometrom rentgenskih žarkov (SEM-EDX) so pokazale, da vsebujejo nekatera kristalna zrna laumontita poleg kalcija tudi manjše količine kalija (sl. 2).

Laumontit lahko nadomešča tudi vulkansko steklo; tedaj nastajata poleg laumontita še albit in kremen. Nadomeščanja vulkanskega stekla po laumontitu, albitu in kremenu so manj pogosta in so vezana na bližino plitvo ležečih intruzivov, kjer je bila temperatura dovolj visoka. Spremembe je mogoče opazovati v robnih, avtoklastičnih delih intruzivov, kjer najdemo avtoklaste andezita z različno stopnjo spremenjenosti steklaste osnovne mase.

Heulandit $(Na,K)\ Ca_4(Al_9Si_{27}O_{72})\ .\ 24H_2O$ *in klinoptilolit* $(Na,K)_6(Al_6Si_{30}O_{72})\ .\ 20H_2O$

Med heulanditom in klinoptilolitom obstaja cel niz trdnih raztopin (G o t t a r d i & G a l l i, 1985). Ime heulandit se najpogosteje nanaša na celotno skupino, sicer pa oba končna člena niza trdnih raztopin ni mogoče ločiti samo z rentgensko difrakcijsko metodo, temveč je treba vpeljati vsaj termični test - po M u m p t o n u (1960). Po segrevanju vzorca na 600°C se struktura heulandita poruši, klinoptilolit pa ostane kot nespremenjena kristalna faza tudi po toplotni obdelavi.

V vzorcih vulkanoklastitov smrekovškega podgorja smo našli heulandit in trdno raztopino heulandita in klinoptilolita (sl. 3a, 3b). Toplotno obdelane vzorce je analiziral M. Mišič iz Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko v Ljubljani. Heulandit in trdna raztopina heulandita in klinoptilolita se pojavljata v presedimentiranih hialoklastitih, kjer nadomeščata vulkansko steklo in zapolnjujeta prazne prostore v kamnini. Spremljajoča avtigena minerala sta montmorillonit in kristobalit (ponekod tudi mikrokristalni kremen). Plagioklazi so sorazmerno sveži. Zanimivo je, da se v istem tipu kamnine pod vrhom Komna, kjer izdanja andezit, pojavljajo kot avtigeni minerali laumontit, albit, kremen in glineni minerali z zmesno strukturo vrste klorit/montmorillonit. Ti dve združbi avtigenih mineralov bi torej lahko predstavljali progradni reakcijski niz oziroma dve zoni zeolitov.

Analcim $Na_{16}(Al_{16}Si_{32}O_{96}).16H_2O$

Poleg manjših količin analcima, ki spremlja zeolitizirane presedimentirane hialoklastite, izdanjajo na severnem pobočju Smrekovca tudi kamnine, ki vsebujejo do 60 mas.% analcima (tabla 1, sl. 2). Pojav analcima v teh kamninah je zelo nenavaden, kajti analcim nadomešča predhodno nastali laumontit, tu in tam pa tudi albitizirane plagioklaze (sl. 4; tabla 5, sl. 1, 2). Obseg z analcimom bogatih kamnin je prostorsko zelo omejen. Pojav analcima je vezan na kasnejšo intruzijo kislega andezita - verje-

tno dovodnega dyka v že spremenjeno kamnino. Glede na nadomeščanja kalcijskega zeolita laumontita z natrijskim zeolitom analcimom so morale biti delujoče raztopine bogate z natrijem. Eksperimentalno delo na vzorcih s smrekovškega podgorja, ki smo ga opravili s sodelavci Tehniške visoke šole v Gradcu (Barth-Wirsching, osebna komunikacija), je te domneve potrdilo. Analcim je nastajal iz laumontita v odprtem in zaprtem sistemu pri temperaturah, višjih od 150°C.

Kemična sestava preiskanih vzorcev analcima (tabela 6) je pokazala, da pripadajo nizkosilicijskemu kalcijskemu tipu kubične strukture. Tako je izključena možnost, da bi analcim predstavljal trdno raztopino analcima in wairakita.

Stilbit $NaCa_4(Al_9Si_{27}O_{72}).30H_2O$ *in yugawaralit* $Ca_2Al_2Si_{12}O_{32}.8H_2O$

Yugawaralit in stilbit sta značina hidrotermalna zeolita, četudi se stilbit lahko pojavlja tudi v okolju diageneze tonjenja (B o l e s & C o o m b s, 1975). Nastanek stilbita je navadno vezan na temperature, ki so nižje kakor za laumontit (I i j i m a, 1984; L i o u, 1971 a). Yugawaralite pa nastaja pri temperaturah, ki so višje kakor za laumontit; glede na wairakit kristalizira pri nižjih tlakih (L i o u, 1971 b).

V vulkanoklastitih smrekovškega podgorja dobimo stilbit in yugawaralit navadno v žilicah skupaj z laumontitom (sl. 5a, 5b). Blizu izdankov z analcimom bogatih kamnin so tudi žilice, kjer najdemo ob prikamnini yugawaralit z laumontitom nad njim še analcim in nato laumontit. Zaporedje mineralov v teh žilicah kaže na to, da so bili procesi zeolitizacije zelo zapleteni.

Nastanek zeolitov v vulkanoklastitih smrekovškega podgorja

Pojav zeolitov v vulkanoklastitih smrekovškega podgorja kaže, da je njihov izvor predvsem hidrotermalen. Hidrotermalne razmere so ustvarile intruzije andezitne magme v še nekonsolidirane, z vodo prepojene sedimente. Najmočneje so kamnine spremenjene prav v bližini takšnih intruzivnih teles, kjer laumontit, skupaj z albitom in kremenom, nadomešča tudi vulkansko steklo in drobnozrnato tufsko osnovo. Ti intruzivi so nastali v sklopu vulkanskega delovanja, s katerim je nastal kompleks stratovulkana pa so bili ali premajhni ali tudi preplitvo ležeči, da bi lahko povzročili kontaktno metamorfne spremembe večjih, kilometrskih razsežnosti.

Kremen, albit in glineni minerali z zmesno strukturo vrste klorit/montmorillonit so močno razširjeni v vseh kamninah smrekovškega vulkanskega kompleksa ne glede na njihovo bolj ali manj debelozrnato strukturo, lego ali vsebnost zeolitov. Zato je verjetno, da so vsaj deloma nastali med zgodnjo diagenezo tonjenja.

Zahvala

Zahvaljujem se Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko, ki mi je omogočil delo na tej problematiki. Raziskave je financiralo Ministrstvo Reublike Slovenije za znanost in tehnologijo. Prof. dr. Veri Gregorič se iskreno zahvaljujem za mentorstvo pri magistrskem delu.

Prisrčna zahvala velja prof. dr. Josipu Tišljarju iz Univerze v Zagrebu za recenzijo rokopisa in številne koristne nasvete.

References

Aoki, M. & Minato, H. 1980: Lattice constants of wairakite as a function of chemical composition. - Amer. Miner. *65*, 1212-1216, Washington.

Boles, J. R. 1989: Zeolites in low-grade metamorphic rocks. In: F. A. Mumpton (ed.), Mineralogy and geology of natural zeolites. - Mineral. Soc. Am., 103-135, Washington.

Boles, J. R. & Coombs, D. S. 1975: Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. - Geol. Soc. Am. Bull. *86*, 163-173, Boulder.

Boles, J. R. & Coombs, D. S. 1977: Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland syncline, New Zealand. - Am. J. Sci. *277*, 982-1012, New Haven.

Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. & Taylor, A. M. 1959: The zeolite facies, with the comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. - Geochim. Cosmochim. Acta *17*, 53-107, New York.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, G., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Wesphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Bijou-Duval, B. 1986: Geological evolution of the Tethys from Atlantic to Pamir since the Lias. - Tectonophysics, *123*, 241-315, Amsterdam.

Dickinson, W. R. & Snyder, W. S. 1979 a: Geometry of triple junction related to San Andreas transform. - J. Geophys. Res. *84*, 561-572, London.

Dickinson, W. R. & Snyder, W. S. 1979 b: Geometry of triple junction related to San Andreas transform. - J. Geophys. Res. *87*, 609-628, London.

Gill, J. B. 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. - Springer-Verlag, 390 pp., Berlin.

Gottardi, G. & Galli, E. 1985: Natural zeolites. - Springer Verlag, 409 pp., Berlin.

Harada, K. & Sudo, T. 1976: A consideration on the wairakite-analcime series. Is valid a new mineral name for sodium analogue of monoclinic wairakite?. - Miner. J. *8*, 246-251, London.

Hay, R. L. 1966: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. - Geol. Soc. Amer. Special Papers *85*, 1-125, Boulder.

Hay, R. L. 1970: Silicate reactions in three lithofacies of a semi-arid basin, Olduvai Gorge, Tanzania. - Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. *3*, 237-255.

Hay, R. L. 1978: Geologic occurrence of zeolites. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon Press, 135-143, Oxford.

Hay, R. L. 1980: Zeolitic weathering of tuffs in Olduvai Gorge, Tanzania. In: L. V. C. Rees (ed.), Proceedings of the fifth international conference on zeolites. - Heyden, 155-163, London.

Hay, R. L. & Iijima, A. 1968a: Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on Oahu, Hawaii. - Geol. Soc. Amer. Mem. *116*, 331-376, Boulder.

Hay, R. L. & Iijima, A. 1968b: Petrology of palagonite tuffs of Koko craters, Oahu, Hawaii. - Contrib. Miner. Petrol. *17*, 141-156, Heidelberg.

Honda, S. & Muffler, L. J. P. 1970: Hydrothermal alteration in core from research drill hole Y-1, Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming. - Amer. Mineral. *55*, 1714-1737.

Honnorez, J. 1978: Generation of phillipsites by palagonitization of basaltic glass in sea water and the origin of K-rich deep-sea sediments. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon, 245-258, Oxford.

Iijima, A 1978: Geological occurrences of zeolites in marine environments. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon, 175-198, Oxford.

Iijima, A. 1980: Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. In: L. V. C. Rees (ed.), Proceedings of the fifth international conference on zeolites. - Heyden, 103-118, London.

Iijima, A. 1984: A petrochemical aspect of the zeolite formation in volcaniclastic rocks. In: Proceedings of the 27th International Geological Congress, Vol. *4*, 29-52. - VNU Science Press, Utrecht.

Iijima, A. 1988: Diagenetic transformations of minerals as exemplified by zeolites and silica minerals - a Japanese view. In: G. V. Chilingarian & K. H. Wolf (eds.), Diagenesis II. - Developments in sedimentology *43*, 147-188, Elsevier, Amsterdam.

Iijima, A. & Harada, K. 1968: Authigenic zeolites in zeolitic palagonite tuffs on Oahu, Hawaii. - Amer. Mineral. *54*, 182-197.

Iijima, A. & Utada, M. 1966: Zeolites in sedimentary rocks, with reference to depositional environments and zonal distribution. - Sedimentology *7*, 327-357, Amsterdam.

Iijima, A. & Utada, M. 1972: A critical review on the occurrence of zeolites in sedimentary rocks in Japan. - Japan. Geol. Geogr. *42*, 61-84, Tsukuba.

Kastner, M. & Stonecipher, S. A. 1978: Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon, 199-220, Oxford.

Kossovskaya A. G. & Shutov, V. D. 1961: the correlation of zones of regional epigenesis and metagenesis in terrigenous and volcanic rocks. - Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect. *139/3*, 732-736, Moscow.

Kostov, I. 1969: Zoning in the development of volcanogenic zeolites. - Neues Jahrb. Miner. Abh. *111*, 264-278, Stuttgart.

Kovič, P. 1988: Avtigeni minerali v piroklastitih s Smrekovca. - Ms. D. Thesis, Univerza v Ljubljani, 85 pp., Ljubljana.

Kovič, P. & Krošl-Kuščer, N. 1986: Hydrothermal zeolite occurrence from the Smrekovec Mt. area, Slovenia, Yugoslavia. In: Y. Murakami, A. Iijima & J. W. Ward (eds.), New developments in zeolite science and technology. - Kodansha-Elsevier, 87-92, Tokyo.

Kralj, P. 1985: Litofacijesi pliocenskog vulkanoklastičnog i fluvijalnog kompleksa područja Grada u sjeveroistočnoj Sloveniji. - Ph. D. Thesis, Sveučilište u Zagrebu, 172 pp., Zagreb.

Kralj, P. 1997: Lithofacies characteristics of the Smrekovec volcaniclastics, northern Slovenia. - Geologija *39*, 159-191, Ljubljana.

Kristmannsdottir, H. & Tomasson, J. 1978: Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon, 277-284, Oxford.

Liou, J. G. 1971 a: Stilbite-laumontite equilibrium. - Contrib. Miner. Petrol. *31*, 171-177, Berlin.

Liou, J. G. 1971 b: P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8$-SiO_2-H_2O. - J. Petrol. *12*, 379-411, London.

Mioč, P. 1978: Tolmač za list Slovenj Gradec. -Zvezni geološki zavod, 74 pp., Beograd.

Mioč, P. 1983: Tolmač za list Ravne na Koroškem. -Zvezni geološki zavod, 69 pp., Beograd.

Mioč, P., Aničić, B. & Žnidarčič, M. 1986: Sedimentation of the Smrekovec sedimentary-volcanic series in the northern Slovenia (NW Yugoslavia). In: V. skup sedimentologa Jugoslavije, sažeci predavanja. - Hrvatsko geološko društvo, 61-63, Zagreb.

Mumpton, F. A.: Clinoptilolite redefined. - Amer. Miner. *45*, 315-369, Washington.

Oberhauser, R. 1980: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der mittlern Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). In: R. Oberhauser (ed.), Der geologische Aufbau Österreich. -Springer, 35-47, Wien.

Otalora, G. 1964: Zeolites and related minerals in Cretaceous rocks of east-central Puerto Rico. - Am. J. Sci. *262*, 726-734, New Haven.

Rijavec, L. 1966: Mikropaleontološka preiskava vzorcev na listu Ravne na Koroškem in Slovenj Gradec. - Poročilo, Arhiva Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin. In: L. H. Royden & F. Horváth (eds.), The Pannonian basin. - The AAPG, 27-48, Tulsa.

Seki, Y., Takayasu, T., Nakajima, M. & Onuki, H. 1968: Wairakite from Hanawa mining district, northern Japan. - J. Japan. Ass. Mineralog. Econ. Geolog. *59*, 246-263, Tokyo.

Sheppard, R. A. 1973: Zeolites in sedimentary rocks. - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *820*, 689-695, Boulder.

Sheppard, R. A. & Gude, A. J. 3rd 1968: Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California. - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *597*, 1-38, Boulder.

Sheppard, R. A. & Gude, A. J. 3rd 1969: Diagenesis of tuffs in the Barstow Formation, Mud Hills, San Bernardino County, California. - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper *634*, 1-35, Boulder.

Surdam, R. C. & Sheppard, R. A. 1978: Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. In: L. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), Natural zeolites. - Pergamon, 145-174, Oxford.

Steiner, A. 1953: Hydrothermal rock alteration at Wairakei. - Econ. Geol. *48*, 1-13, Lancaster.

Thompson, A. B. 1971: PCO_2 in low-grade metamorphism; zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. - Contib. Miner. Petrol. *271*, 79-92.

Utada, M. 1973: The types of alteration in the Neogene sediments relating to the intrusion of volcano-plutonic complexes in Japan. - Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo *23/2*, 167-216, Tokyo.

Utada, M. 1987: Zeolitizations in the continental margin, with special reference to those in the Green tuff region in Japan. - Yerbilimleri *14*, 35-43, Haccetepe.

Utada, M. 1988: Hydrothermal alteration envelope relating to Kuroko-type mineralization: A reviw. - Mining Geol. Spec. Issue *12*, 79-92, Tsukuba.

Plate 1 - Tabla 1

Fig. 1. A laumontite veinlet system in andesite from Vranji Vrh

Sl. 1. Sistem žilic laumontita v andezitu z Vranjega Vrha

Fig. 2. Analcime (A) replacing laumontite and a plagioclase feldspar grain (F). Crossed nicols, magnification 66 ×

Sl. 2. Analcim (A), ki nadomešča laumontit in zrno plagioklaza (F). Pogled med navzkrižnimi nikoli, povečano 66 ×

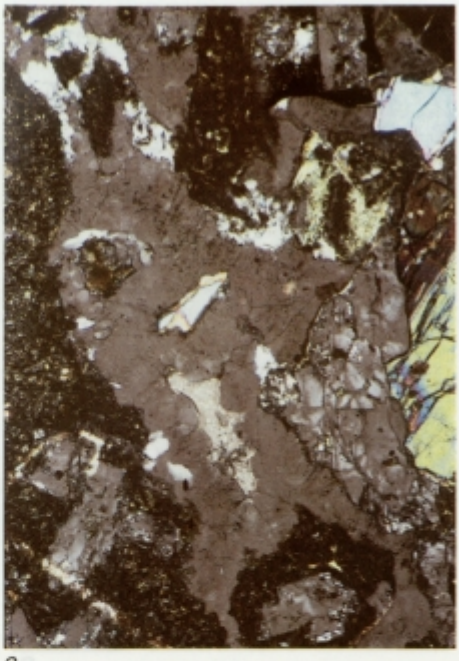
Fig. 3. Laumontite (L) and prehnite (P) as cementing minerals in a coarse-grained volcaniclastic rock. Plane polarised light, magnification 53 ×

Sl. 3. Laumontit (L) in prehnit (P) kot cement v debelozrnati vulkanoklastični kamenini. Presevna polarizirana svetloba, povečano 53 ×

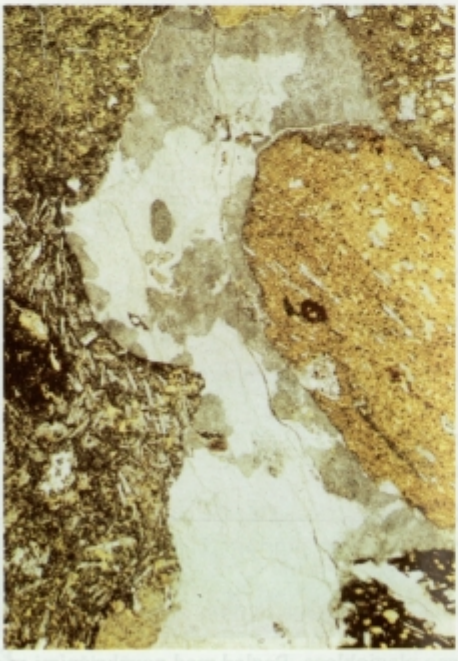
Fig. 4. The same as in the previous photo, under crossed nicols

Sl. 4. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli

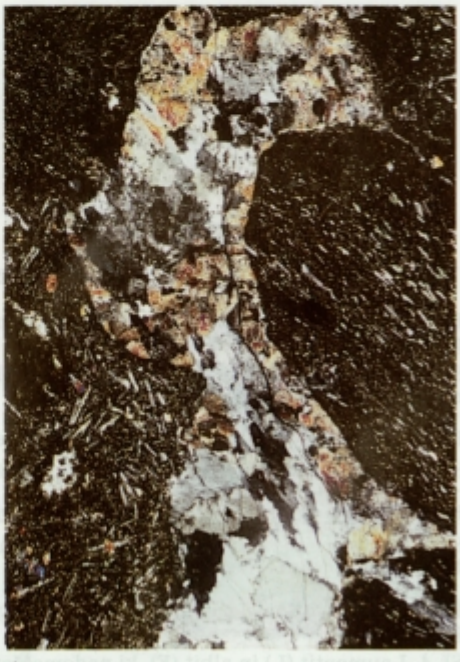
1



2



3



4

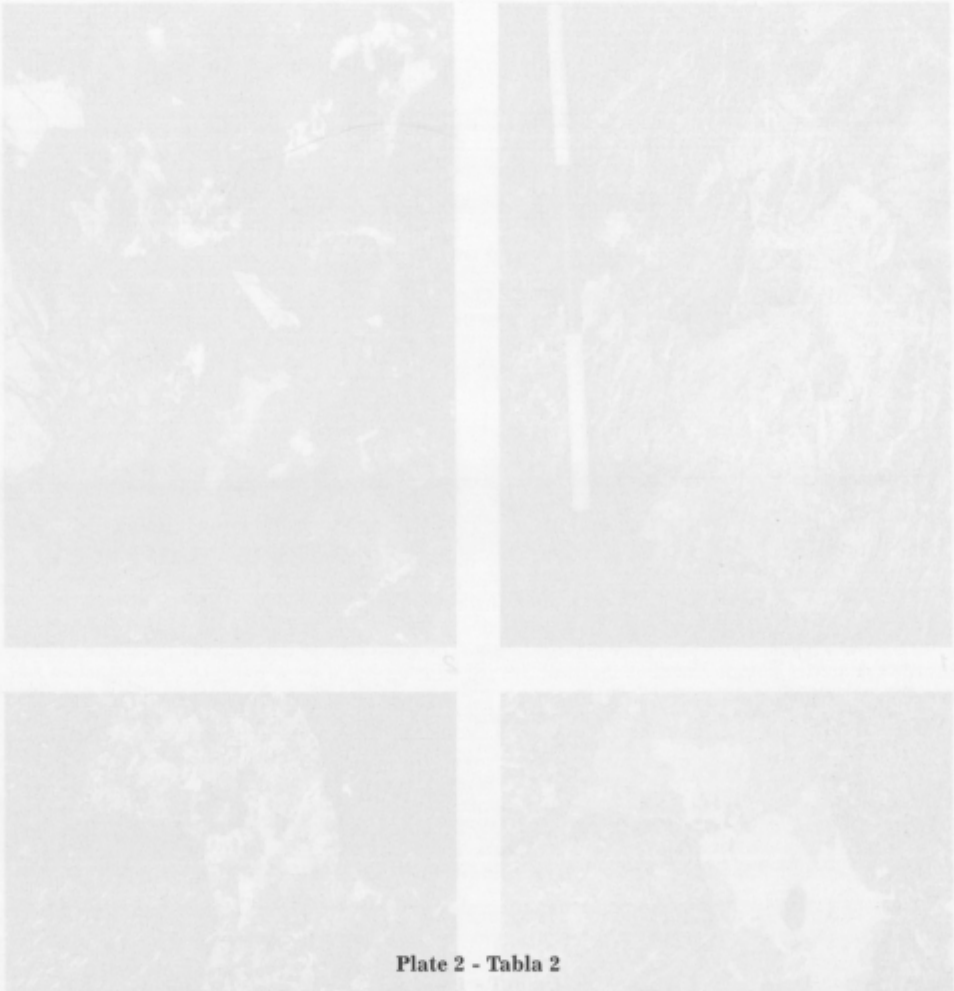


Plate 2 - Tabla 2

Fig. 1. Laumontite infilling a vesicle (larger one) in a lithic fragment. Plane polarised light, magnification 66 ×

Sl. 1. Laumontit, ki zapolnjuje votlinico plinskega mehurčka v litičnem drobcu. Presevna polarizirana svetloba, povečano 66 ×

Fig. 2. The same as in the previous photo, under crossed nicols

Sl. 2. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli

Fig. 3. Laumontite (L) and prehnite (P) as interstitial filling. Crossed nicols, magnification 66 ×

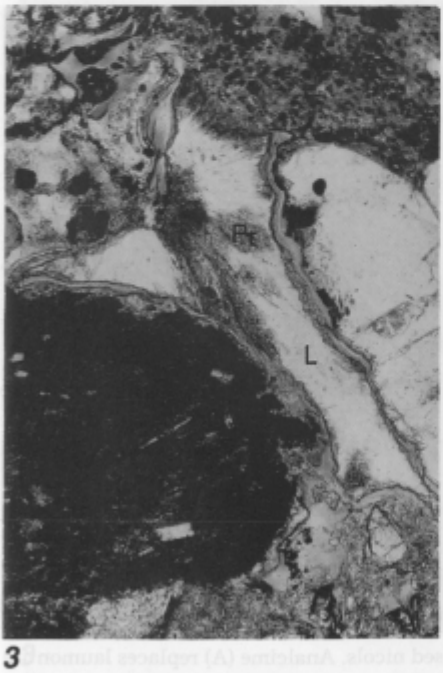
Sl. 3. Laumontit (L) in prehnit (P) kot zapolnitev medzrnskega prostora. Pogled med navzkrižnimi nikoli, povečano 66 ×

Fig. 4. Laumontite (L) and albite (F) replacing a plagioclase feldspar grain. Crossed nicols, magnification 53 ×

Sl. 4. Laumontit (L) in albit (F), ki nadomeščata zrno plagioklaza. Pogled med navzkrižnimi nikoli, povečano 53 ×

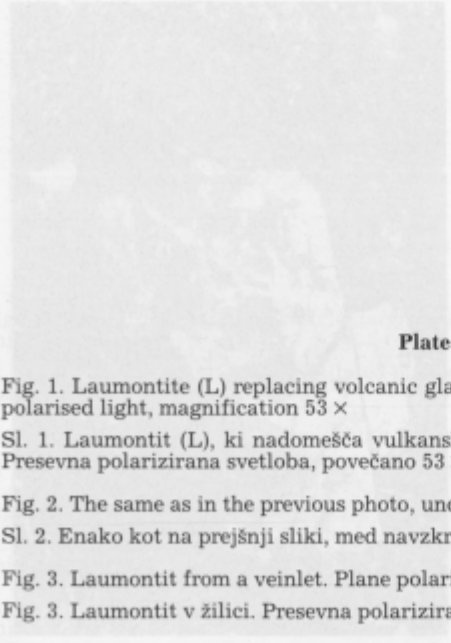
1

2



3

4



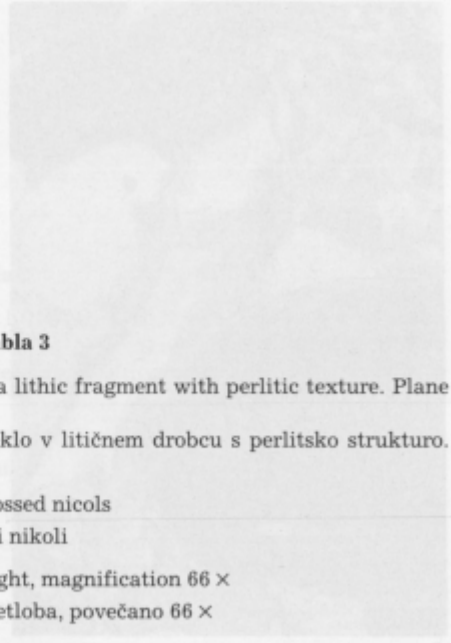


Plate 3 - Tabla 3

Fig. 1. Laumontite (L) replacing volcanic glass in a lithic fragment with perlitic texture. Plane polarised light, magnification 53 ×

Sl. 1. Laumontit (L), ki nadomešča vulkansko steklo v litičnem drobcu s perlitsko strukturo. Presevna polarizirana svetloba, povečano 53 ×

Fig. 2. The same as in the previous photo, under crossed nicols

Sl. 2. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli

Fig. 3. Laumontit from a veinlet. Plane polarised light, magnification 66 ×

Fig. 3. Laumontit v žilici. Presevna polarizirana svetloba, povečano 66 ×

Fig. 4. The same as in the previous photo, under crossed nicols. Analcime (A) replaces laumontite

Sl. 4. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli. Analcim (A) nadomešča laumontit

1

2

3

4

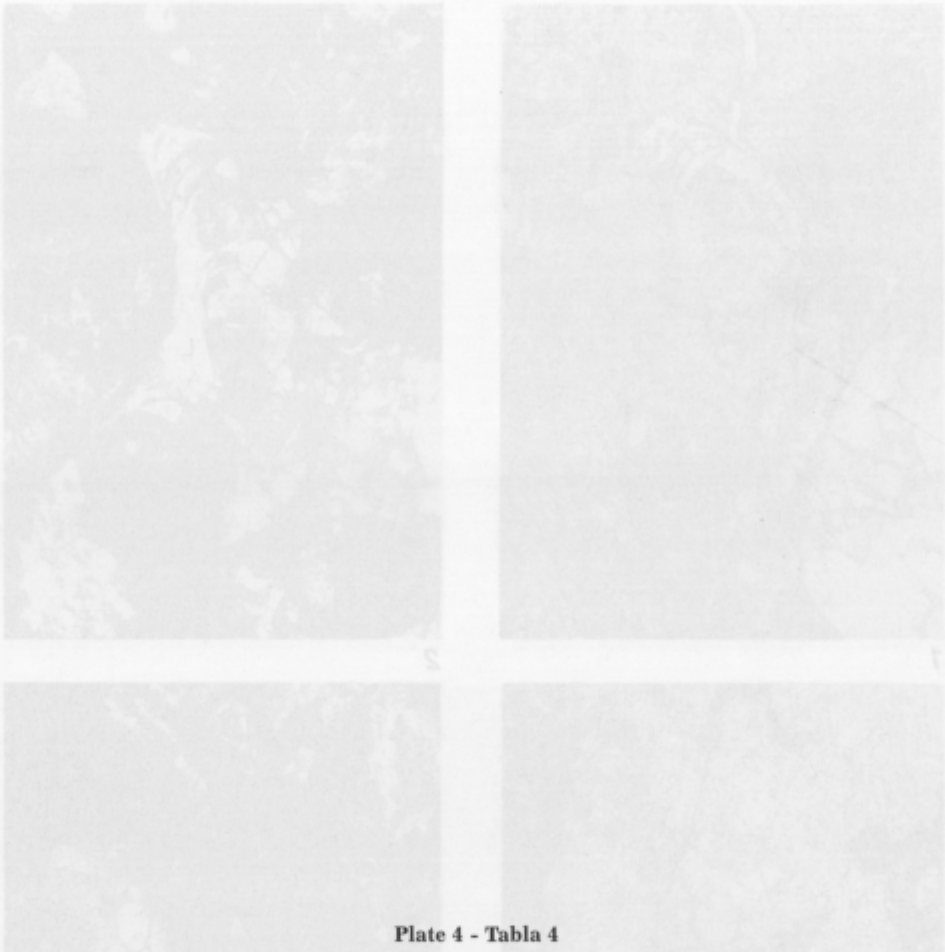


Plate 4 - Tabla 4

Fig. 1. Heulandite (H) infilling vesicle in a pumice lapillus and replacing volcanic glass. Dark-coloured spherical aggregates are composed of montmorillonite. Plane polarised light, magnification 53 ×

Sl. 1. Heulandit (H), ki zapolnjuje votlinice plinskih mehurčkov in nadomešča vulkansko steklo. Temni kroglasti skupki sestoje iz montmorillonita. Presevna polarizirana svetloba, povečano 53 ×

Fig. 2. Heulandite (H) replacing laumontite (L) in a glassy fragment. Crossed nicols, magnification 85 ×

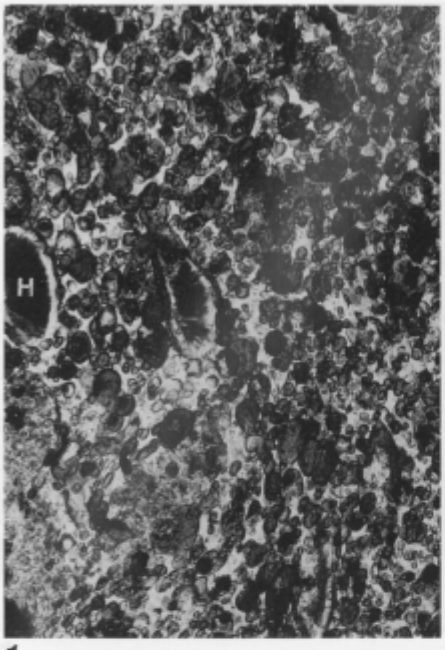
Sl. 2. Heulandit (H), ki nadomešča laumontit (L) v steklastem drobcu. Pogled med navzkrižnimi nikoli, povečano 85 ×

Fig. 3. Heulandite (H) replacing a fine-grained matrix. Plane polarised light, magnification 66 ×

Sl. 3. Heulandit (H), ki nadomešča drobnozrnato osnovo. Presevna polarizirana svetloba, povečano 66 ×

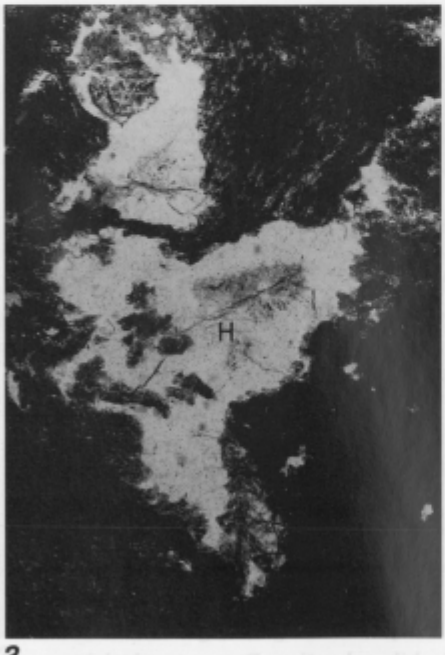
Fig. 4. The same as in the previous photo, under crossed nicols

Sl. 4. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli

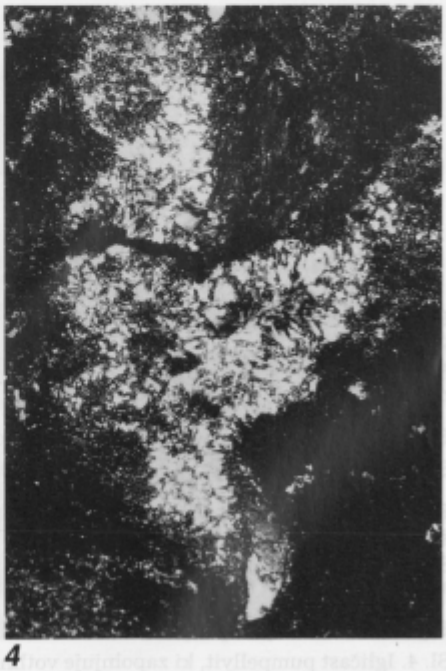


1

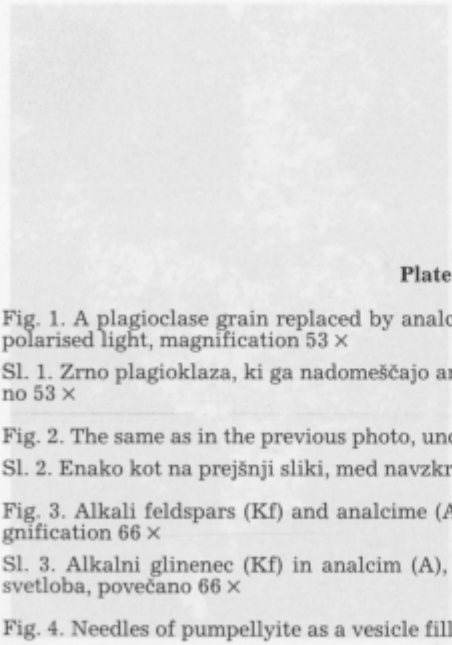
2



3



4



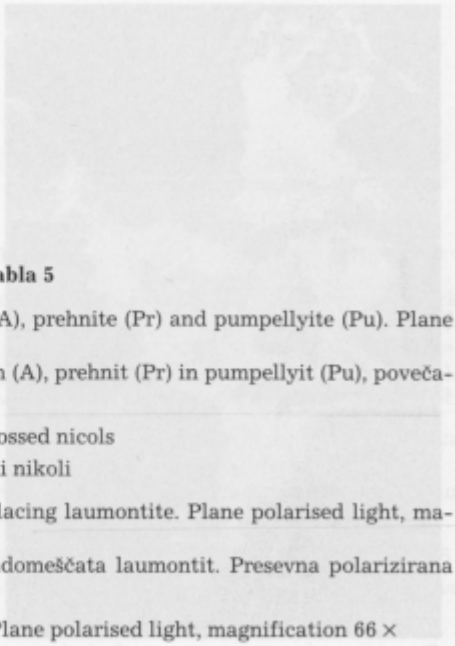


Plate 5 - Tabla 5

Fig. 1. A plagioclase grain replaced by analcime (A), prehnite (Pr) and pumpellyite (Pu). Plane polarised light, magnification 53 ×

Sl. 1. Zrno plagioklaza, ki ga nadomeščajo analcim (A), prehnit (Pr) in pumpellyit (Pu), povečano 53 ×

Fig. 2. The same as in the previous photo, under crossed nicols

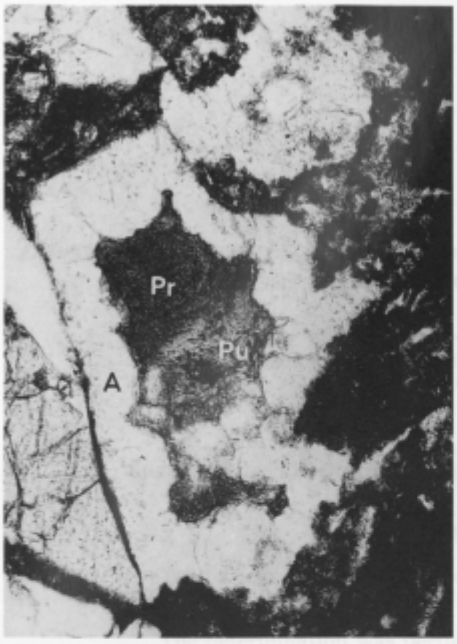
Sl. 2. Enako kot na prejšnji sliki, med navzkrižnimi nikoli

Fig. 3. Alkali feldspars (Kf) and analcime (A) replacing laumontite. Plane polarised light, magnification 66 ×

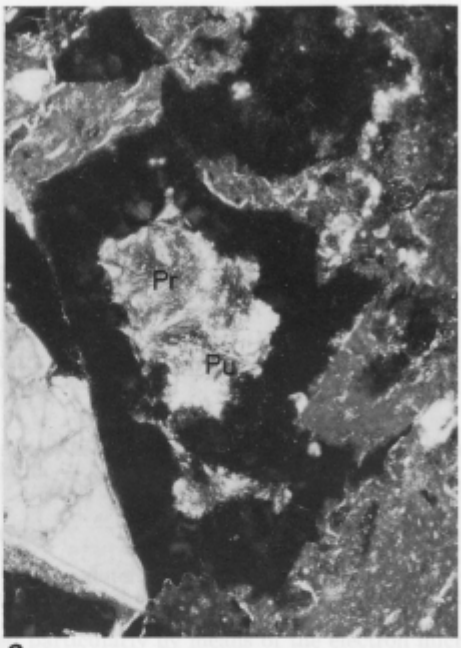
Sl. 3. Alkalni glinenec (Kf) in analcim (A), ki nadomeščata laumontit. Presevna polarizirana svetloba, povečano 66 ×

Fig. 4. Needles of pumpellyite as a vesicle filling. Plane polarised light, magnification 66 ×

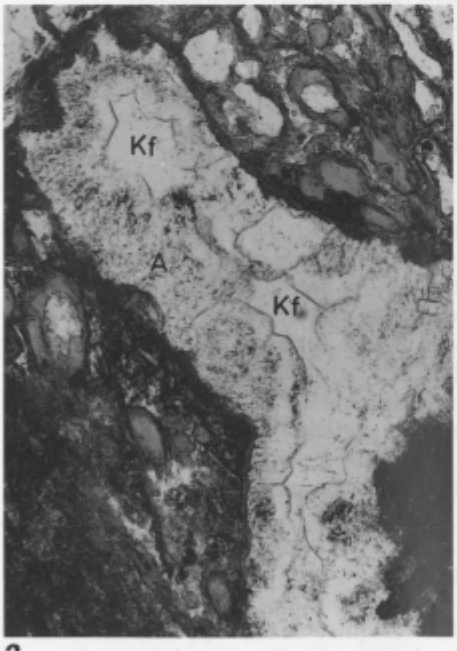
Sl. 4. Igličast pumpellyit, ki zapolnjuje votlinice plinskih mehurčkov. Presevna polarizirana svetloba, povečano 66 ×



1



2



3

4

Sl. 4. Igličast pumpellyit, ki zapolnjuje vrzeline plinskih mehurčkov. Presevna polarizatorna svetloba, povečano 60 ×.

GEOLOGIJA *40*, 283–289 (1997), Ljubljana 1998

Zn-rich pyroxenes from the ore occurrences in the mixed series in the upper part of the Babuna River, Macedonia

Simeon Jančev
Faculty of Technology and Metallurgy, Sv. Kiril i Metodij University
91000 Skopje, Macedonia

Key words: new mineral varieties, very rare minerals, peculiar Zn-rich aegirine-augite, electron micro-probe, Macedonia

Abstract

The basic purpose of this report was the determination of very fine-grained (cca 0.02-0.05 mm) corroded Zn-rich pyroxenes relics that occur in the mineralized dolomite marbles and baryte schists.

The determination was performed particularly by means of the electron micro-probe analysis that established the new mineral varieties of Zn-rich aegirine-augite composition. The examined pyroxenes were confirmed as pyroxenes, and established by X-ray powder data inside of a complex polyphase mineral system consisting of Zn-rich pyroxenes, Zn-rich richterite, Zn-rich phologopite and baryte.

Introduction

According to earlier examinations, quartz-cymrite, baryte-cymrite, hyalophane-cymrite, baryte - Zn-rich richterite - Zn-rich glaucophane - tilasite schists were discovered in the surrounding area of the high alkaline aegirine meta-rhyolite in the frame of the so called mixed series of the upper part of the Babuna River region (J a n č e v, 1975). In this region were discovered next to common (baryte, galena, cleiophane, hematite, pyrite etc.) also very rare minerals (gahnite, piemontite, franklinite by B a r i ć (1960) and B a r i ć and I v a n o v (1960). By J a n č e v (1975, 1984a, b, 1990, 1994) and J a n č e v and B e r m a n e e (1997) were discovered later cymrite, sanbornite, hedyphane, celsiane, Pb-piemontite, hancockite, Mn-rich hancockite or Pb-rich piemontite, hyalophane, tilasite, Sb-rich gahnite, Sb-rich franklinite, Zn-rich richterite, and Zn-rich glaucophane.

Experimental

The Zn-rich pyroxenes samples were primarily reported macroscopic as discrete discontinuous layers or lenses (the thickness of which was around or less than 1 mm) enclosed in dolomite marbles mineralized with baryte, tilasite, Pb-piemontite etc.

Later, Zn-rich pyroxenes were discovered in baryte-Zn-rich richterite-Zn-rich glaucophane-tilasite schists collected many years ago from different parts and levels of the complex polymetallic ore occurrences. These Zn-rich pyroxene lenses are dark greenish-yellowish coloured and resembling epidote. Besides Zn-rich pyroxene layers or lenses in the aforementioned dolomite marbles and baryte schists, also impregnations and disseminated mineralizations of these minerals were discovered.

Zn-rich pyroxenes samples were examined by microscopic methods in thin sections. These examinations show that Zn-rich pyroxenes associations in the frame of the aforementioned lenses or disseminated mineralizations are very fine-grained (less than 0,05 mm) corroded relics and replacements by the younger hydrothermal minerals representing a real handicap for optical and powder X-ray diffraction examinations (Fig. 2 to Fig. 6). Therefore, the considered Zn-rich pyroxenes were determined by means of the electron micro-probe analysis (performed by S. Korikowski from IGEM - AN in Moscow, Russia, and by H. Stančev from IGG in Sofia, Bulgaria) that furnished the preliminary results which were very important for further examinations.

The chemical composition of the minerals was determined at more points scanning at different randomly selected positions from center to the edge of the grain. Chemical formulas were obtained by standard procedures.

The examined pyroxenes were confirmed also by X-ray powder data in a complex poly-phase mineral system containing pyroxenes, richterite, phlogopite in the frame of the treated fine-grained lenses of the mineralized dolomite marbles.

Acknowledgement. I am deeply thankful to my colleagues H. Stančev and S. Korikowski for electron micro-probe analysis of the described minerals from Macedonia.

Results and discussion

In this report are presented data of the Zn-rich pyroxenes that are peculiar mineral varieties of the Zn-rich aegirine-augite composition.

Zn-rich aegirine-augite

Occurrence. In the frame of discrete greenish-yellowish lenses or layers up to 1 mm in thickness, enclosed in dolomite cipolins, Zn-rich aegirine-augite relics were discovered in form of very fine-grained (0,01-0,05 mm), irregular, fibrous, rounded and corroded grains. Besides of Zn-rich pyroxenes in these cipolins were determined Sb-rich gahnite, Sb-rich franklinite, Zn-rich richterite, Zn-rich phlogopite as well as typical hydrothermal minerals - quartz, albite, dolomite, baryte, tilasite etc.

X-ray powder data. The greenish-yellowish lenses were separated of the rock by means of a binocular microscope and then treated by classical X-ray diffractometer procedure (Cu K_a / Ni, 40 kV, 20 mA). In the examined sample (Fig. 1) were determined pyroxenes (d(Å)6,30, 4,38, 3,650, 3,350, 3,161, 2,961 etc.), richterite (d(Å)8,19, 3,350, 3,220, 3,160, 2,961 etc.), phlogopite (d(Å)10,04, 3,350, 3,220, 3,022, 2,613 etc.).

Chemistry. In the aforementioned corroded pyroxen relics by means of ten electron micro-probe analyses performed by H. Stančev (samples 1, 2, 4,...10) and S. Korikowski (sample 3) the Zn-rich aegirine-augite varieties were determined as follows (Tab. 1):

Table 1. Chemical composition of Zn-rich aegirine-augite samples (%)

samples	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	55,38	55,76	56,81	56,84	60,29	58,02	54,66	53,88	53,72	55,12
Al_2O_3	4,98	6,81	5,39	7,76	2,35	3,98	7,66	4,85	4,50	2,01
Mn_2O_3	0,18	0,24	0,70	0,45	0,34	0,59	0,77	-	-	-
Fe_2O_3	21,54	15,96	9,62	14,84	12,81	8,60	10,38	10,07	18,88	13,62
CaO	5,95	7,10	1,30	5,19	2,37	2,94	1,98	4,33	7,37	1,61
MgO	3,51	4,71	11,96	4,75	10,93	13,08	11,13	13,07	4,30	11,36
ZnO	0,49	0,85	5,86	0,44	4,06	4,34	5,45	5,18	1,57	8,03
Na_2O	7,82	7,62	7,40	9,42	9,20	7,56	7,24	8,58	9,51	7,70
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,24
Total:	99,85	99,05	99,04	99,69	99,35	99,11	99,27	99,96	99,85	99,69

Remark: total Fe as Fe_2O_3

Formulas:

(1)

$$(Na_{0,56}Ca_{0,23}Mg_{0,19}Zn_{0,01})_{0,99}(Fe_{0,59}Al_{0,22}Si_{0,10}Mn_{0,05})_{0,96}Si_{1,93}O_6$$

(4)

$$(Na_{0,66}Mg_{0,25}Ca_{0,05}Zn_{0,01})_{0,97}(Fe_{0,40}Al_{0,33}Ca_{0,15}Si_{0,10}Mn_{0,01})_{0,99}Si_{1,95}O_6$$

(7)

$$(Na_{0,51}Mg_{0,34}Zn_{0,15})_{1,0}(Al_{0,33}Fe_{0,28}Mg_{0,26}Ca_{0,10}Mn_{0,02})_{0,99}Si_{1,99}O_6$$

(10)

$$(Na_{0,56}Mg_{0,22}Zn_{0,22})_{1,0}(Mg_{0,41}Fe_{0,38}Al_{0,1}Ca_{0,06})_{0,95}Si_{2,05}O_6$$

The examined Zn-rich aegirine-augite samples show an evident and very strong linear correlation between MgO and ZnO contents. So, in the aegirine-augite samples containing more than 10% MgO a maximum of 4-8 % ZnO was reported, while samples with less MgO contents (0,35-5,5 % MgO) show 0,44-0,85 % ZnO.

Examined samples No. 3, No. 5 to No. 8 and No. 10 (with cca 4-8 % ZnO respectively) could be considered as peculiar and probably new mineral varieties - Zn-rich aegirine-augite inside of the aegirine-augite series vis á vis the Zn-rich schefferite (with 3,31-3,38 % ZnO) and jeffersonite (with 7,14-10,15 % ZnO), (P a l a c h e, 1960).

Genesis

The aforementioned Zn-rich pyroxenes determined as Zn-rich aegirine-augite were discovered in mineralized dolomite marbles in forms of fine-grained (cca 0,01-0,05 mm) relics very intensively replaced by younger hydrothermal minerals (baryte, quartz, tilasite etc.) and consequently considered as a contact-metasomatic product that originated at highest temperatures immediately after spinels of gahnite-franklinite type from the post-magmatic oversaturated fluids.

Conclusions

In dolomite marbles and baryte Zn-rich richterite-tilasite schists from a mixed series in the Precambrian complex of the Pelagonian massif in the upper part of the Babuna river, Macedonia, were discovered the Zn-rich pyroxenes as follows:

- Zn-rich aegirine-augite containing cca 0,5-0,8% ZnO, and
- Zn-rich aegirine-augite with cca 4 - 8% ZnO as a peculiar mineral variety inside the aegirine-augite series.

The aforementioned Zn-rich pyroxenes are considered as typical contact-metasomatic products originated by the action of oversaturated post-magmatic fluids in dolomite marbles and baryte-Zn-rich richterite-tilasite schists.

References

Barić, Lj. 1960: Piemontit, Gahnit und Rutil aus dem Fundort der Blei und Zinkerze bei dem Dorfe Nežilovo in Mazedonien. - Glasnik prirod. muzeja, ser. A., 13, Beograd.

Barić, Lj. & Ivanov, T. 1960: Mineralvergesellschaftung in der Umgebung des Dorfes Nežilovo am Jakupica-Gebirge in Mazedonien. - Bull. sci., *5*, 2, Zagreb.

Jančev, S. 1975: Ore occurrence of cymrite at the village of Nežilovo in Macedonia. -Bul. sci., A, *20*, 9-10. Zagreb.

Jančev, S. 1984a: Pojave arsenata tipa tilazita (tilasite) i hedifana (hedyphane) iz rudnih pojava barita iz mešane serije izvorišnog dela r. Babune, Makedonija. - JAM, Beograd.

Jančev, S. 1984b: A mineral of hedyphane (Pb,Ca)5(AsO4)3 Cl structure from the mixed series of the Babuna river, Macedonia. - Geologica Macedonica, Štip.

Jančev, S. 1990: Pb-piemontit od rudnite pojavi vo mešanata serija na izvorišniot del od r. Babuna, Makedonija. - XII Kongres geologa Jugoslavije, *II*, 62-66, Ohrid.

Jančev, S. 1994: Ba-rich and Zn-rich silicate minerals, Sb-rich gahnite and braunite from the ore occurrences in the mixed series of the Pelagonian massif at the village of Nežilovo, Macedonia. - Geologica Macedonica, *8*, 1, 39-44, Štip.

Jančev, S. & Bermanee, V. 1997: Solid solution between epidote and hancockite from Nežilovo, Macedonia. - Geologica Croatica, Zagreb (in press).

Palache, Ch. 1960: The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. - Geological Survey Professional Paper *180*, U.S. Government Printing Office, Washington.

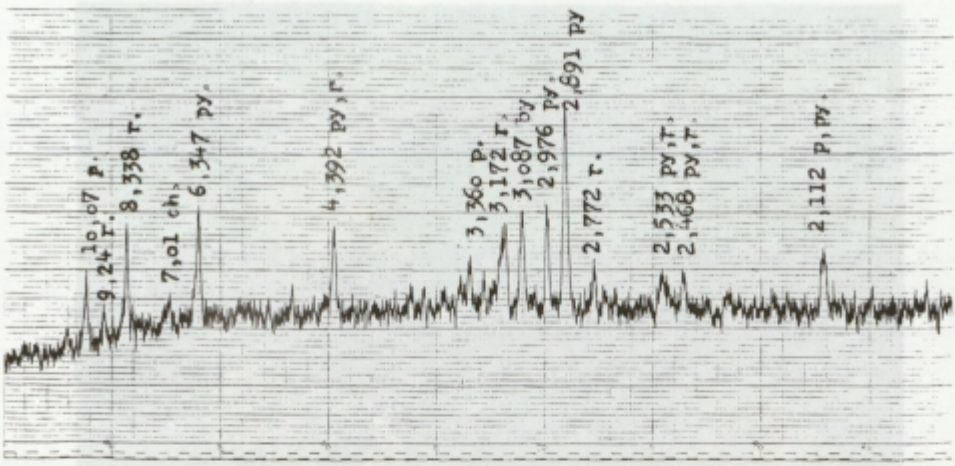


Fig. 1. X-ray powder diagram of Zn-rich aegirine-augite (py) associated with Zn-rich richterite (r.), Zn-rich phlogopite (p.), baryte (by.), chlorite (ch) in the frame of a veinlet enclosed in the mineralized dolomite marbles

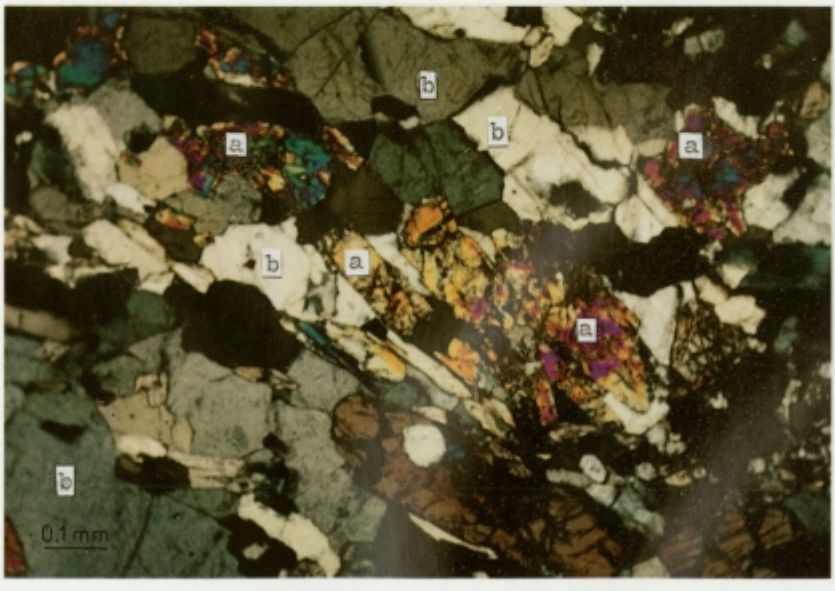


Fig. 2. Corroded and replaced Zn-rich aegirine-augite (a) relics by baryte (b) in baryte schists (N+, photo: S. Jančev)

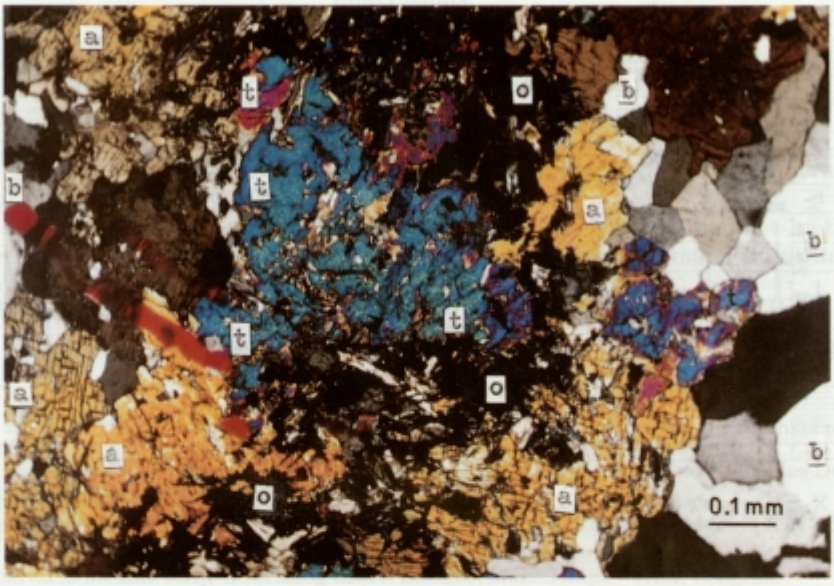


Fig. 3. An association of Zn-rich aegirine-augite (a), tilasite (t), ore minerals (o) inside of a tilasite veinlet enclosed in baryte (b) schist (N+, photo: S. Jančev)

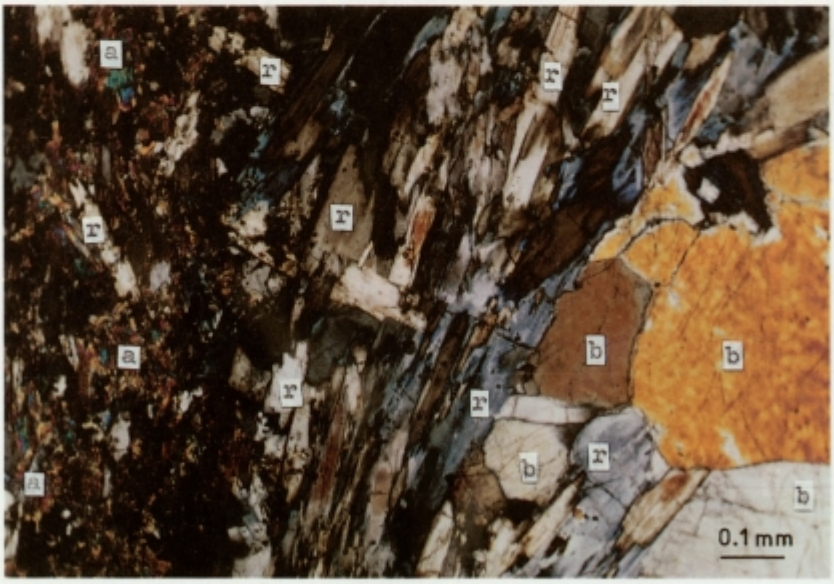


Fig. 4. An association of Zn-rich aegirine-augite (a) and Zn-rich richterite (r) enclosed in baryte (b) schist (N+, photo: S. Jančev)

Fig. 5. Replacements of Zn-rich aegirine-augite (a) by Zn-rich richterite (r) inside of baryte (b) schist (N+, photo: S. Jančev)

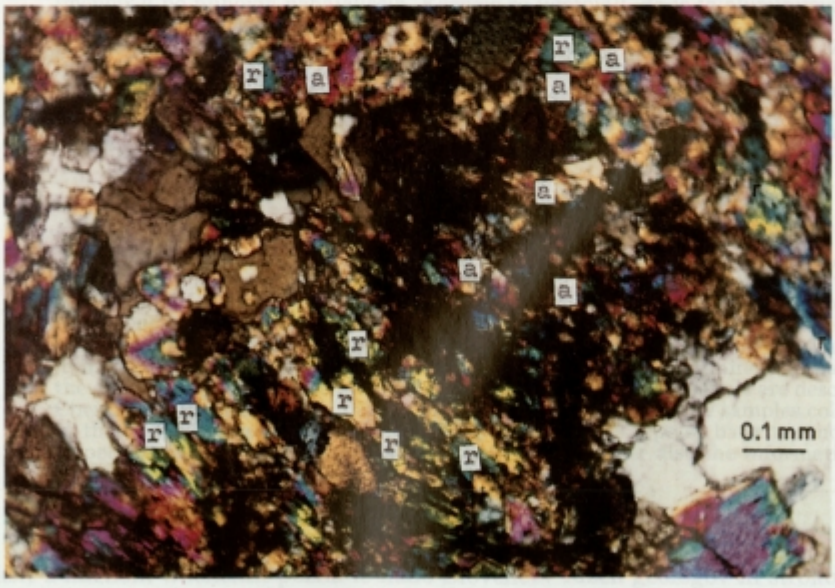


Fig. 6. Super fine-grained associations of Zn-rich aegirine-augite (a) replaced by Zn-rich richterite (r) fibres enclosed in dolomite marble (N+, photo: S. Jančev)

GEOLOGIJA *40*, 291–298 (1997), Ljubljana 1998

Wocheinit - boksit iz Bohinja

Wocheinite - Bauxite from Bohinj

Borut Razinger
Hrušica 175, 4276 Hrušica, SI-Slovenija

Ključne besede: wocheinit, rudnik in rudarjenje, boksitni minerali, boksit, kemijska in mineraloška analiza wocheinita, Bohinj
Key words: wocheinite, bauxite mine and mining, bauxite minerals, bauxite, chemical and mineralogical analysis of wocheinite, Bohinj

Kratka vsebina

Le malo Slovencev, razen geologov in strokovnjakov za boksit pozna boksit z imenom wocheinit, ki so ga začeli kopati v Bohinju že leta 1868. To je bil čas, ko so odkrivali različne nove aluminijeve minerale (bauxit, kljakit), ki so jih običajno imenovali po njihovih nahajališčih. Kasneje so ugotovili, da je ta aluminijeva ruda boksit mešanica različnih aluminijevih mineralov: hidrargilita, boehmita, gibbsita in diasporja, prisotne pa so tudi različne železove rude, ki mu dajejo barvo. Zaradi tega so tu natančneje opisani ti pomembnejši aluminijevi minerali. Podatki kemijske in mineraloške analize različnih vzorcev wocheinita, najdenih v vasi Brod, kažejo na to, da pripada ruda hidrargilitno-boehmitni vrsti boksitov, po vsebnosti železa pa goethitno-hematitni vrsti. V našem prispevku so zbrani podatki o rudniku boksita in o rudarjenju v Bohinju.

Abstract

Only few Slovenians except for geologists and experts for bauxite know the bauxite variety called wocheinite that was mined in Bohinj since 1868. This was the time when various new aluminium minerals were discovered (bauxite, kljakite) and usually named after the localities of their occurrence. Later it was discovered that aluminium ore bauxite was a mixture of distinct aluminium minerals: hydrargilite (gibbsite), boehmite and diaspore, and in addition several iron minerals that give the ore its colour. Therefore here these important aluminium minerals are described. Chemical and mineralogical determinations of several wocheinite samples collected at the vilage of Brod suggest the hydrargilite-boehmite type of bauxite, and with respect to iron the goethite-hematite variety. In the paper also the information on the bauxite mine and mining in Bohinj is summarized.

Boksit z imenom wocheinit pozna le malo Slovencev razen geologov in strokovnjakov za boksite, čeprav so ga kopali v Bohinju že od leta 1868 do druge svetovne vojne, o čemer sta pisala Češmiga (1959) in Mohorič (1978). Zgodba se začenja, ko so leta 1821 v južni Franciji pri mestu Les Baux v bližini Arlesa odkrili bogata nahajališča

aluminijeve rude, ki ji je francoski mineralog P. Bertie po nahajališču dal ime "bauxite" (slovensko ime je boksit) in ime se je obdržalo za rudo aluminija, ki vsebuje različne aluminijeve minerale.

Nekoliko kasneje, leta 1847, so odkrili podobno rudo v Dalmaciji pri Drnišu. Ker se je nahajališče imenovalo Kljaka, ji je hrvaški mineralog M. Kišpetić po nahajališču dal ime "kljakit" in tudi to ime se je obdržalo, vendar za poseben aluminijev mineral. Nato so leta 1868 začeli kopati rudo tudi na Kranjskem, v Bohinju, in jo po takratnem nemškem krajevnem imenu Wochein za Bohinj imenovali "wocheinit". Če je L i l l leta 1865 še dvomil, ali je wocheinit pravzaprav boksit, je to naslednje leto potrdil F l e c k n e r (1866). Zato staro ime najdemo le še v starejši mineraloški literaturi, kakor na primer pri T u ć a n u (1957).

V prispevku so zbrani podatki o rudniku in rudarjenju v Bohinju oziroma na Rudnici in najnovejši fizikalno-kemijski in drugi podatki o pomembnejših mineralih aluminija, iz katerih je sestavljen boksit. Literature o boksitu je veliko, nekaj člankov o wocheinitu pa je bilo objavljenih v slovenski strokovni literaturi. Ker so to snov doslej obravnavali metalurgi, rudarji in geologi, bi bilo mogoče zanimivo, če bo obdelana še s kemijsko-mineraloškega stališča. Opis wocheinita se pridružuje opisom še treh pomembnejših "zgodovinskih" rud z Gorenjske: sideritu iz Savskih jam, bobovcem z Zatrnika in braunitu z Begunjščice, ki jih je opisal R a z i n g e r leta 1995.

Rudnik in rudarjenje

Rudo so kopali na Rudnici med vasjo Brod in Studor v Bohinju že leta 1868 in jo vozili trideset kilometrov daleč na železniško postajo Lesce, o čemer piše M o h o r i č (1978). Strokovni časopis Der Techniker (št. 22 iz leta 1870) je o tem poročal in navedel podatek, da iz Bohinja letno izvažajo 30.000 stotov rude. Ko so leta 1870 odprli gorenjsko železnico iz Ljubljane do Trbiža, se je zanimanje za rudo povečalo. Ko pa so v 90. letih prejšnjega stoletja odkrili precejšnja nahajališča boksita v Istri, se je izvoz rude takoj zmanjšal. V Bohinju so takrat, da bi rudo izkoristili, pričeli celo razmišljati o domači lončarski industriji. Seveda so jo poskušali spet tudi izvažati v Nemčijo in Švico, kjer so iz nje izdelovali korund. Nato se je pojavilo neko angleško podjetje in zaprosilo za vzorce, analizo in druge podatke. Žal pa so analize štirih vzorcev pokazale, da je ruda precej neenakomerne kakovosti, zato Angleži zanjo niso kazali več nobenega zanimanja. Ko pa so leta 1906 dogradili bohinjsko železnico, je razdalja od skladišča do železniške postaje Bohinjska Bistrica znašala samo tri kilometre in se je zato občutno pocenil prevoz. Tega leta pa so v Ljubljani postavili veliko tovarno za predelavo boksita (kasnejšo Kemično tovarno Moste) in zanimanje za bohinjsko rudo se je spet povečalo.

Tako je Rudarsko glavarstvo v Celovcu leta 1909 rudarski družbi Wocheinit iz Ljubljane, ki je bila ustanovljena v tem letu, podelilo rudarske pravice na dvanajst enojnih jamskih mer s skupno površino 54,13 ha. V letu 1920 so dobili še osem enojnih jamskih mer, ki jih je podelilo Rudarsko glavarstvo v Ljubljani (Č e š m i g a, 1959).

Rudišče boksitne rude je bilo približno 250 metrov nad dolino. Debelina rudnih teles se je gibala med 20 in 250 centimetri, plasti pa so vpadale proti severozahodu. Boksit je zapolnjeval plitve en do dva metra globoke jame v apnencih in v njih je bilo po nekaj ton rude; le v rudarskem polju Triglav so iz ene jame izkopali 600 ton rude. Izkop je bil zelo drag, saj so morali na eno tono tude izkopati tri do štiri tone jalovine (Z a j c, 1964). Obstajali so trije dnevni kopi, ki so se imenovali Maria, Savica in

Triglav, rudnik Johannes pa so predstavljali trije med seboj povezani jaški: Janez I, Janez II in Janez III, ki so jih Nemci leta 1942 zminirali, da jih ne bi mogli uporabljati partizani. Rudo so vozili sprva s samotežnimi sanmi po stari rudni drči z Rudnice (946 m) v dolino (približno 520 m), o čemer piše Č o p (1988). Bohinjski domači fantje, ki so opravljali ta težaški posel, so bili zato oproščeni vojaščine. Zaradi hudih težav s prevozom so zgradili zasilno žičnico, dolgo 200 metrov, ki je rudo vozila v Zajčji Gradec, od koder so jo s samotežnimi vozovi in tudi s konji in poleti v zaboju ("trugi") na dveh kolesih vozili po srednji poti skozi Križ do deponije Pri skalci, od tam pa z vozovi s konjsko vprego na železniško postajo Bohinjska Bistrica (Č o p, 1994).

Po podatkih Mo h o r i č a (1978) je imela naprava zmogljivost 360 vagonov rude letno. Leta 1937 so bile rudniške naprave in posest last podjetja Schaffgott Werke Gleiwitz, Treibacher Chemische Werke A. G. in M. E. Chorceja z Dunaja. To leto so izvozili v Avstrijo 503 tone rude, naslednje leto pa 485 ton. Zanimiv je podatek istega avtorja, da je med prvo svetovno vojno rudnik izkoriščala avstrijska vojaška uprava, ki je v štirih letih vojne izvozila iz Bohinja 14.000 vagonov rude. V tem času je imela v vasi Brod vojaška policija celo strelišče, saj so rudo kopali pod njeno zaščito (Č o p, 1988).

Da so se za rudo iz Bohinja zanimali po svetu, dokazuje tudi pismo pisatelja dr. Janeza Mencingerja, ki ga je pisal 28. avgusta 1880 svojemu bratu Gregorju na Brod in ki ga je našel Č o p (1988): "En gospod v Kranji bi rad imel dva lepa kosa enega belkastega in enega rdečkastega od Bohinjskega kamna, da bi ga poslal v Ameriko. Kakor hitro moreš tedaj dobodi dva taka kosa vsak okoli ene kile težak, in jih v papir ali cunjo zavite daj na pošto, da jih dobim v Kranj. Poštnino bom jest plačal."

V Bohinju je bilo zanimanje za rudnik in rudarjenje vedno živo, saj so ljudje vedeli, da v rudniku kopljejo "ta rmen, ta rdeč ali temn, pa ta pisan na potico devan bohinšč kamn". Že med prvo svetovno vojno in tudi kasneje se je bistriška šola zanimala za rudarjenje. Šolarji so zbirali podatke in pripovedi, žal pa so šolski arhiv in knjižnico leta 1945 prenesli v klet stare carinarnice na Jesenice in so tako zanimiva pričevanja verjetno za vedno izgubljena, na kar nas je opozoril Č o p (1994).

Minerali boksita

Podatki za minerale so zbrani iz novejše literature o mineralih: R o e s s l e r (1991), D u d a in R e j l (1986) in iz L a p i s o v e g a p r i r o č n i k a (1990).

Diaspor

Ime: iz grškega diaspereih, tj. razsuti, ker pred puhalko razpade; ime je leta 1801 predlagal Hauy. *Trdota:* 6,5 do 7 po Mohsovi trdotni lestvici. *Raza:* bela. *Barva:* brezbarven, bel, rumen, rožnat, rdečkast, vijoličen, siv. *Sijaj:* steklen, biseren. *Kristalni sistem, oblika:* rombski, oblike ploščic in dvojčkov, kristali, ploščati agregati, masiven, prevleke. *Gostota:* 3,3 do 3,5. *Posebne lastnosti:* včasih svetlorumena luminiscenca. *Kemijska sestava:* alfa AlOOH, teoretično vsebuje 84,99% Al_2O_3 in 15,01% vode. *Kemijske lastnosti:* v plamenu poka, ampak se ne tali, pri 450°C preide v alfa aluminijev oksid, netopen v kislinah in lugih, težko se raztaplja v fluorovodikovi kislini. *Nastanek:* metamorfno, kontaktno metamorfno. *Spremljajoči minerali:* kalcit, kianit, korund. *Nahajališča:* Greigner-Avstrija, Copolungo-Švica, Langesundsfjord-Norveška, Maasachusetts-ZDA, Grčija, Češka, Rusija.

Boehmit

Ime: po nemškem geologu in paleontologu J. Boehmu, ime je predlagal leta 1925 Lapparent. *Trdota:* 3. *Raza:* bela. *Barva:* bela, svetlorumena, rumenozelena. *Sijaj:* steklen, biseren. *Kristalni sistem, oblika:* rombski, ploščice, redko kristaliničen, običajno kriptokristaliničen, agregati v boksitu. *Gostota:* 3,07. *Kemijska sestava:* gama AlOOH, teoretično ima 84,99% Al_2O_3 in 15,01% vode. *Kemijske lastnosti:* netopen v kislinah, topi se 54 g/l v raztopini luga koncentracije 100 g Na_2O/l pri 125°C, pri žarenju na 350°C preide v gama aluminijev oksid. *Podobni minerali:* gibbsit. *Nastanek:* eksogen, produkt preperevanja. *Spremljajoči minerali:* kaolinit, gibbsit, diaspor. *Nahajališča:* redko v boksitih Francije, Nemčije, Madžarske, Rusije in ZDA.

Gibbsit (hidrargilit)

Ime: po ameriškem zbiralcu J. Gibbsu, ime je predlagal leta 1822 Torrey, sinonim hidrargilit. *Trdota:* 2,5 do 3. *Raza:* bela. *Barva:* bela, sivobela, kremnobela. *Sijaj:* steklen, biseren. *Kristalni sistem in oblika:* monoklinski, ploščice, dvojčki, zelo majhni kristali, radialno vlaknati in skorjasti agregati. *Gostota:* 2,3 do 2,4. *Posebne lastnosti:* včasih zelena ali oranžna luminiscenca v kratkovalovni ultravioletni svetlobi. *Kemijska sestava:* $Al(OH)_3$, ki ima teoretično 65,4% Al_2O_3 in 34,6% vode, pa tudi primesi železa in galija. *Kemijske lastnosti:* topen v vročih kislinah in lugih (topi se 128 g/l v lužnati raztopini s 100 g Na_2O/l pri 125°C), netaljiv, izgublja vodo, ob žarenju pri 150°C preide v gama aluminijev oksid in postane bel in trd. *Podobni minerali:* muskovit, diaspor. *Nastanek:* hidrotermalen, sekundaren. *Spremljajoči minerali:* boehmit, limonit, diaspor, korund. *Nahajališča:* Vogelsberg v Nemčiji, Zlatoust na Uralu, Routivaare na Švedskem, Brazilija, ZDA, Francija, bivša Jugoslavija, Madžarska.

Poleg naštetih glavnih aluminijevih mineralov najdemo v boksitih še naslednje aluminijeve minerale: alumogel (sporogelit ali kljakit), bayerit, scarborit, doyleit, nordstrandit, tućanit, korund in špinel.

Boksit

Ime: po francoskem nahajališču Les Baux, ime je predlagal P. Bertie. *Trdota:* 1 do 3. *Barva:* bela, rumena, rdeča, roza, vijolična, zelena, rjava, rdeča kakor opeka, črna (mangan). *Gostota:* 2,4 do 2,5. *Oblika:* masiven, pogosto ooliti. *Kemijska sestava:* ker je boksit sestavljen iz več mineralov aluminija, ni mogoče napisati enotne formule. *Spremljajoči minerali:* kremen, kalcit, dolomit, železovi, titanovi in manganovi minerali, organske snovi, silikati. *Nastanek:* obstaja več teorij različnih avtorjev, poznamo pa tri vrste nahajališč.

1. Lateritna nahajališča so nastala iz magmatskih in metamorfnih kamnin, ki so vsebovale glinenec, piroksene in amfibole. Velika nahajališča tega tipa so v tropskem in subtropskem podnebju z obilnimi padavinami, ki so izpirale kamnine in boksit odlagale na drugo mesto. V teh boksitih je najpogostejši aluminijev mineral hidrargilit.

2. Kraška nahajališča so predvsem netopni ostanek apnencev in dolomitov in predstavljajo v glavnem fosilno jerovico ali rdečo zemljo ("terra rossa"). Boksiti tega tipa vsebujejo boehmit in hidrargilit, redkeje diaspor.

3. Dedritična nahajališča so pravzaprav mešanica lateritnih in kraških nahajališč, pri čemer je bil material prenesen in odložen na drugo mesto.

Iz sestave mineralov aluminija, barve in mikrostrukture lahko sklepamo na način nastanka boksitov; vendar to niso zanesljivi znaki. Zelo zanimiva je praksa, ki jo uporabljajo stokovnjaki, ki določajo starost in torej tudi način nastanka po krovnini ali talnini (kamninah nad ležiščem rude ali pod njim), kjer je boksit nastal, pri tem pa si pomagajo tudi z značilnimi okamninami iz različni geoloških dob, o čemer sta pisala B u s e r in L u k a c s (1966).

Nahajališča: boksit je ena najbolj razširjenih rud, zato ga najdemo skoraj povsod. Znana nahajališča so na Madžarskem, v Nemčiji, Franciji, Grčiji, Romuniji, na Švedskem, na Češkem, v Italiji, Rusiji, Gvineji, Gvajani, Indiji, Avstraliji in v ZDA. Nekdanja Jugoslavija je bila v svetu poznana po bogatih nahajališčih boksita, vendar so bili podatki pogosto neresnični, saj se še vsi spomnimo Obrovca, kjer so zgradili tovarno glinice, ki s proizvodnjo nikoli sploh ni začela in so jo razrezali v staro železo.

Uporaba: boksit je glavna ruda za pridobivanje elementarnega aluminija, uporabljamo pa ga tudi za aluminatni cement, za dodatek portland cementu in za proizvodnjo različnih proti ognju odpornih materialov. Iz boksita pridobljeno glinico pa uporabljamo za proizvodnjo elektrokorunda (brusna sredstva), v kemijski industriji za proizvodnjo aluminijevih soli (hidratna glinica, aluminijev sulfat), v proizvodnji varilnih elektrod, v steklarstvu, papirni industriji, kot pigment, kot katalizator, kot polnilo in v kozmetični in farmacevtski industriji.

Mineraloška sestava boksita

Poleg naštetih mineralov aluminija so v boksitu še drugi minerali (B a r d o s s y, 1982). Od železovih mineralov najdemo v njem hematit, maghemit, magnetit, siderit, kromit, hercinit, gosthit, pirit, lepidokrokit in chamozit. Minerali titana so rutil, anatas, brookit, pseudobrookit, ilmenit in perovskit. Od mineralov mangana so običajni piroluzit, kriptomelan, hausmannit, groutit, manganit, todorokit in verjetno še kakšen manganov mineral iz množice najmanj 260 mineralov mangana, ki jih poznamo doslej. V boksitih je tudi cela vrsta silikatov: taki, ki vsebujejo tudi aluminij (kaolinit, leucit, nefelin), najdemo pa tudi granat, cirkon, disten, staurolit, topaz in titanit.

Glede na vsebnost različnih mineralov aluminija delimo boksite v nekaj tipov (v oklepaju je navedena pogostnost nahajališč): hidrargilitni (24%), boehmitni (23%), diasporni (20%), boehmitno-hidrargilitni (15%), diasporno-boehmitni (13%), korundno-hidrargilitni (2%) in korundni (1%). Po vsebnosti železovih mineralov pa delimo boksite v hematitno-goethitne (24%), hematitne (23%), šamozitne (12%), goethitne (8%) in maghemitne.

Kakovost boksitov je pomembna za proizvodnjo glinice po Bayerjevem alkalnem postopku. Pri tem je zelo pomembno, da je aluminij vezan na minerale, ki so topni v lugu. Pomembna je tudi vsebnost kremena, saj po vsebnosti kremena razvrščamo boksite v štiri skupine: v prvi skupini je nad 20%, v drugi od 10 do 20%, v tretji od 4 do 10% in v četrti pod 4% kremena. Kremen namreč gradi z lugom vodotopno vodno steklo, ki ovira razklop rude v avtoklavih, zato mora biti kremena čimmanj. Po vsebnosti železa pa boksite delimo v tri skupine: v prvi skupini je nad 25%, v drugi od 10 do 25% in v tretji pod 10% železa, kar je neposredno vezano na vsebnost aluminija. Čim več je železa, tem manj je aluminijevega oksida in tem revnejša je ruda.

Pri Bayerjevem postopku nastajajo iz železovih rud v boksitih velike količine jalovine, imenovane "rdeče blato", ki zaradi bazičnosti zelo obremenjuje okolje.

Razmerja med minerali aluminija in drugimi minerali v boksitu so različna in zato se spreminja tudi kemijska sestava boksitov. Vso pisanost različne kakovosti kažejo stari podatki za jugoslovanske boksite (T u ć a n, 1957), saj so ti imeli od 50 do 70% aluminijevega oksida, od 1,85 do 26 % železovega oksida, od 11 do 15% vode, od 0,3 do 24% kremena in od 1 do 8% titanovega oksida, v manjših količinah pa je bilo mogoče najti v njih še spojine mangana, kalija, litija, natrija, fosfora, vanadija in kroma.

Novejši podatki (B u s e r & L u k a c s, 1966) pa kažejo, da vsebujejo boksiti poleg teh spojin še celo vrsto mikroelementov (v ppm enotah, tj. v gramih na tono rude). Ti elementi so: bor, berilij, galij, niobij, tantal, nikelj, kobalt, baker, cink, kadmij, mangan, cirkon, skandij, kositer, itrij, elementi lantanidne skupine, stroncij, svinec, barij, arzen, molibden, neodim, cerij in še nekateri. Za boksit iz Bohinja je zanimiv podatek, da ima ta ruda v primerjavi z drugimi mediteranskimi boksiti neobičajno visoko koncentracijo nekaterih mikroelementov (cink, kadmij, mangan, itrij in stroncij). Koncentracija teh "mobilnih" (ker jih voda nosi s seboj) elementov kaže na to, da je boksitizacija wocheinita potekala povsem ločeno v posebnih razmerah ("in situ"). Z mikrosondo so našli sledove naslednjih mineralov: bravoit (pirit, obogaten z nikljem), halkopirit (bakrov železov sulfid), greenockit (kadmijev sulfid), cirkon (cirkonov silikat), cheralit (oksidi kalcija, cerija, torija, fosfora in silicija) in ksenotim (itrijev fosfat). Pri tem je bil v wocheinitu greenockit prvič odkrit, pa tudi takšna združba omenjenih mineralov doslej še ni bila odkrita (M a k s i m o v i ć & B u s e r, 1986).

O nastanku wocheinita obstaja dovolj podatkov (B u s e r & L u k a c s, 1986). Kakor pri vseh slovenskih boksitih je tudi nastanek te rude vezan na karbonatne kamnine (apnenec in dolomit), ki so preperevale. Te kamnine so bile v različnih geoloških dobah dvignjene iznad morja, preperevanje pa je vezano bolj na kemijske in mineraloške spremembe. Struktura rude je kriptokristalinična, včasih pa najdemo tudi pizolite. Geološko je ruda nastala med zgornjo kredo in oligocenom. Talnina je svetlosivi apnenec, krovnina pa svetli oligocenski apnenec z mnogoštevilnimi okamninami (haraceje) ali pa glinasti lapor z ostanki mehkužcev in rastlin.

Zanimivo je, da se rezultati starih in novih kemičnih analiz (tabela 1) za silicijev in železov oksid zelo dobro ujemajo, vrednosti za aluminijev oksid pa so pri starih analizah previsoke. Žal ne vemo, s kakšnimi postopki so takrat analizirali to sestavino. Iz rezultatov kemijske analize se tudi vidi, da se vsebnost aluminijevega oksida znižuje sorazmerno z naraščanjem železovega oksida. Boksitu daje rjavo barvo pretežno goethit, ki običajno prevladuje, kar potrjujejo rezultati kemijske analize (vsebnost dvovalentnega železovega oksida se giblje od 16,00 do 22,3%). Če je v rudi hematit, je ta rdečkaste barve, običajno pa sta sočasno prisotna oba železova minerala. Zanimivo je, da starejše analize nimajo rezultatov za fosfor, ki je razmeroma visok, a tega najbrž nihče ni pričakoval, saj običajno boksiti ne vsebujejo fosfora.

Tudi rezultati mineraloških analiz (tabela 2) se dobro ujemajo z najnovejšimi. Minerali v boksitu so tako majhni, da si pri analizi ne moremo pomagati niti z močnim mikroskopom, ampak moramo uporabiti rentgensko difrakcijsko analizo. Analizni rezultati kažejo, da je bil wocheinit zelo nehomogen: mogoče je bilo to odvisno od posameznega rudišča. Tako rezultati kažejo, da v vzorcu belega boksita ni kaolinita. Nekatere analize K i k e l j - D o l i n a r j e v e (1986) pa kažejo, da so poleg omenjenih mineralov včasih navzoči še pirit, rodohrozit, siderit, alunit, neidentificirani manganov mineral in majhne količine rutila.

Tabela 1. Kemijske analize boksita iz Bohinja

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	4,15	4,25	0,5-10	7,51	1,85	7,38	6,43
Al_2O_3	63,15	72,87	40-65	54,71	54,21	43,45	48,67
Fe_2O_3	22,55	14,49	3-30	10,63	22,89	25,07	18,80
CaO				0,64	0,16	0,20	0,13
MgO				0,15	0,10	0,19	0,25
TiO_2			0,5-3	1,26	2,55	2,23	2,52
SO_3					0,13	0,10	0,09
P					0,182	0,165	0,124
žaroizguba			10-34	24,60	18,91	21,27	23,06

Vzorci boksita:
1. rdeči boksit, analiza iz časopisa Der Techniker št. 22/1870
2. svetli boksit, analiza iz časopisa Der Techniker št. 22/1870
3. stare analize, Kikelj-Dolinar, 1980
4. nova analiza, Kikelj-Dolinar, 1980
5. beli boksit - Brod pri Bohinju 1994, stara deponija
6. pisani boksit - Brod pri Bohinju 1994, stara deponija
7. rdeči boksit - Brod pri Bohinju 1994, stara deponija

Tabela 2. Mineraloške analize boksita iz Bohinja

4 beli	4 rdeči	5 beli	6 pisani	7 rdeči	8
hidrargilit	hidrargilit	boehmit	hidrargilit	hidrargilit	hidrargilit
goethit	goethit	hidrargilit	boehmit	boehmit	boehmit
boehmit	kaolinit	hematit	hematit	hematit	kaolinit
kaolinit	boehmit	anataz	kaolinit	kremen	hematit
			kremen	anataz	goethit
				kaolinit	anataz

Opomba: vzorci nosijo iste številke kot v tabeli 1, pri vzorcu št. 8 so podatki iz literature. Minerali so razvrščeni po vrsti tako, da je na vrhu stolpca mineral, ki ima največji delež v rudi

Na podlagi rentgenskih analiz lahko potrdimo, da pripada wocheinit glede na vsebnost aluminijevih mineralov hidrargilitno-boehmitni vrsti boksita, po vsebnosti železovih mineralov pa spada v goethitno-hematitno vrsto rude.

Vsebnost fosfora v rudi so običajno pripisovali navzočnosti minerala apatita, ki je po sestavi kalcijev fosfat. Ker pa je kalcija v vzorcih zelo malo, bi bilo treba poiskati druge minerale, ki vsebujejo fosfor. Če to iskanje povežemo z novejšo literaturo, opazimo med mikroelementi take elemente, ki sestavljajo fosfatne minerale. To so: goyazit ($SrAl_3(OH)_6PO_3(OH)(PO_4)$), crandallit ($CaAl_3(OH)_6PO_3)(OH)/PO_4$), monazit (La,Ce,-Nd/$PO_4$) in še nekateri, mineral ksenotim (Y/PO_4) pa so že našli. V wocheinitu so namreč našli povečane količine mikroelementov: mangana, cinka, kadmija, stroncija in itrija. Ker so greenockit (kadmijev sulfid) v njem že našli, verjetno drugi del žvepla pripada sfaleritu (cinkov sulfid), posebno še, ker se ta dva minerala običajno pojav-

ljata skupaj. Vendar so to le domneve, saj bo treba neznane fosforjeve minerale v vzorcih zares najti.

Sklep

Boksit je po sestavi zelo zapletena ruda, saj je sestavljena iz vrste mineralov aluminija, železa in titana, vsebuje pa lahko še zelo majhne količine drugih redkih mineralov. Za boksit v Bohinju, ki so ga nekoč imenovali wocheinit, je dokazano, da pripada hidrargilitno-boehmitni vrsti boksitov, po vsebnosti železa pa spada med goethitno-hematitno vrsto rude. Doslej v wocheinitu še ni bil analiziran fosfor: na podlagi analiz tega elementa in nekaterih mikroelementov domnevamo, da ruda lahko vsebuje nekatere nove, neznane fosforjeve minerale, ki jih bo treba še poiskati.

Rudniki na Rudnici nimajo več nobenega praktičnega pomena, saj so zaloge izčrpane. Tako pomenijo samo še geološko in rudarsko-tehnološko zgodovino, čeprav od njih ni ostalo ničesar: vse je zaraščeno in težko je dobiti celo vzorce rude, čeprav je od miniranja rudnikov minilo dobrih petdeset let. Zanimivo pa je, da se v Bohinju in okolici predvsem starejši ljudje še danes spominjajo rudarjenja na Rudnici. S prevozom rude so namreč nekateri zelo dobro zaslužili, kar je vsekakor vredno lepega spomina. Domačini vedo še danes povedati, da je bila ruda zelo neenakomerne kakovosti, kar so ocenjevali po različni barvi rude in so za to imeli celo posebna domača imena.

Mislim, da zdaj Slovenci, pa tudi drugi narodi, kar nekaj vemo o wocheinitu, to pa je tudi zasluga mag. Uroša Herleca, ki mi je pomagal s koristnimi nasveti, in dr. Stanka Buserja, ki je članek recenziral. Obema najlepša hvala za pomoč.

Literatura

Bardossy, G. 1982: Karst Bauxites. - Akademiai Kiado, Budapest.

Buser, S. & Lukacs, E. 1966: Rezultati novejših geoloških raziskav boksitov v Sloveniji, Ohrid.

Češmiga, I. 1959: Rudarstvo Slovenije. - Nova proizvodnja, Ljubljana.

Čop, J. 1959: Neobjavljeni zapiski o Rudnici in bohinitu.

Čop, J. 30. januar 1988: Pismo dr. Stanku Buserju.

Duda, R. & Rejl, L. 1986: Minerals of the World. - Arch Cape Press, New York.

Dass Grosse Lapis Mineralienverzeichnis, 1990: Verlag Weise, Muenchen.

Fleckner, A. 1866: Thonerdehydrat aus der Wochein. - Verh. Geol. R. A., Wien.

Kikelj-Dolinar, B. 1980: Mineralogija boksitov iz Bohinja. - Diplomska naloga št. 114-VZ-80.

Maksimović, Z. 1982: Mineralogija itrijuma i lantanida u mediteranskim karsnim boksitima, Budva.

Maksimović, Z. & Buser, S. 1986: Geohemijske karakteristike nekih boksita Slovenije, Tara.

Mohorič, J. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. - 1. in 2. knjiga, Založba Obzorja, Maribor.

Lill, M. 1865: Thonerde-Eisenoxyd-Hydrat (Bauxit?) aus Wochein. - Oesterr. Zeitschrift fuer Berg und Huettenwesen, Wien.

Razinger, B. 1995: Tri rude z Gorenjskega. - Jeseniški zbornik, Jesenice.

Roessler, H. J. 1991: Lehrbuch der Mineralogie. - Deuscher Verlag fuer Grundstoffindustrie, Leipzig.

Tućan, F. 1957: Specijalna mineralogija. - Školska knjiga, Zagreb.

Zajc, J. 1964: O nahajališčih boksita v Bohinju. - Arhiv Geološkega zavoda.

GEOLOGIJA *40*, 299–303 (1997), Ljubljana 1998

Primer uporabe naravnega kamna na objektih Eda Mihevca

The example of use of natural stone on buildings designed by Edo Mihevc

Jasna Kralj Pavlovec
Fakulteta za arhitekturo, Zoisova 12, 1000 Ljubljana

Ključne besede: naravni kamen, arhitektura
Key words: natural stone, architecture

Kratka vsebina

Arhitektura Eda Mihevca ima nacionalno in osebno identiteto, kar je bilo do sedaj prezrto v laičnih in strokovnih krogih. Uporaba različnih vrst naravnega kamna na fasadnih opnah javnih zgradb je ena od razpoznavnih potez oblikovanja mestnega prostora, ki ga Edo Mihevc uporablja v vseh mestnih središčih, izjemoma ne le na Primorskem. To je prispevek tudi za geologe, ki se zanimajo za naravni kamen.

Abstract

The architecture of Edo Mihevc has a national as well as personal identity which has been ignored up till now in both lay and professional circles. The use of various types of natural stone on the facades of public buildings is one of the distinctive features of Edo Mihevc's architectural design of all urban centers, with the exception of those in the coastal region. The article is written also for geologists, who work in the field of the natural stone.

Uvod

Edo Mihevc (1911-1985) je bil vsestranski arhitekt moderne, ki je prevzel ideje novega gibanja in jih povezal z rešitvami tradicionalne gradnje. Življenjska pot od slovenskega študenta prek graditelja temeljev slovenske industrije do profesorja na Fakulteti za arhitekturo, urbanista slovenske obale, načrtovalca velikih turističnih objektov, oblikovalca dveh slovenskih kulturnih domov v Italiji pa do učitelja mladih arhitektov narekuje podrobno obravnavo njegove osebnosti kot arhitekta, urbanista, oblikovalca in pedagoga. Vzgojen pri mojstru Plečniku je svoj odnos do naravnih materialov in mojstrov, ki so jih obdelovali, vcepljal tudi svojim študentom.

Poleg naravnih materialov - opeke in lesa - je Mihevc predvsem pri javnih zgradbah mnogokrat uporabljal naravni kamen, pri čemer je posegal po domačih, takrat jugoslovanskih kamnih. Zasluga Mihevca in njegovih sodobnikov je, da se je uporaba kamna po drugi svetovni vojni močno povečala. Mihevc je uporabljal kamen - kot

oblogo parterja pri vseh mestnih oziroma javnih zgradbah, mnogokrat kot oblogo fasad in pomembnejših prostorov v notranjosti objekta - zaradi trajnosti in neobčutljivosti materiala, preprostega vzdrževanja in nenazadnje zaradi estetskega videza. Takšna arhitektura se ne stara v smislu propadanja - prav nasprotno, s časom in uporabo pridobiva, se plemeniti.

Zelo lep primer uporabe različnih vrst kamna sta objekta v Ljubljani, in sicer poslovno-stanovanjski objekt *Kozolec*(1) in poslovni kompleks *Na trgu* - nasproti *Kozolca*, morda bolj znanega pod imenom Kora-bar, ki skupaj oblikujeta severna mestna vrata. Narejena sta v funkcionalističnem duhu moderne, vendar so detajli in uporaba materialov avtorsko razpoznavni in prežeti s tradicijo Plečnikove šole.

Kozolec

Poslovno stanovanjski blok *Kozolec* je nastal leta 1956 kot interpretacija Le Corbusierjevega Unité d'Habitation v Marseilleu, ki je s svojimi tipološkimi značilnostmi, s svojo identiteto, s svojo arhitektonsko govorico in z novo filozofijo bivanja sprožil val posnemanja po vsem svetu. Model Corbusierjevega bloka je tu uporabljen disciplinirano, tako da upošteva obstoječe mestno tkivo, gradbeno črto in smer. *Kozolec* je mestna palača, postavljena v ulični prostor tako, da soustvarja ulico, se z njo prek parterja povezuje in prepleta ter s tem negira osnovno Le Corbusierjevo idejo o "vertikalnem mestu v naravi". Stanovanjske etaže so odmaknjene v višja nadstropja in zavarovane s pasovi balkonskih horizontal. Uporabljena skeletna konstrukcija, še danes le izjema v stanovanjski gradnji pri nas, omogoča svobodno zasnovo tlorisa in s tem prilagajanje objekta skozi čas. Objekt je vmeščen v mestni kare, ki ga obkrožajo na severu Dvoržakova ulica, na jugu Gosposvetska cesta, na zahodu Kersnikova ulica in na vzhodu Slovenska cesta.

Istočasno s *Kozolcem* je Mihevc gradil hotel v Ohridu (1953). Tam je spoznal makedonske kamne, ki so poleg estetske vrednosti imeli ugodno ceno in so vgrajeni v kompleks *Na trgu*.

V fasadno opno *Kozolca* so vgrajeni štirje naravni kamni, ki v različnih obdelavah prehajajo tudi v notranjost objekta. To so:

- jurski apnenec s kamnoseškim imenom kirmenjak - iz istoimenskega kamnoloma pri Rovinju
- črni apnenec z Drenovega Griča
- zgornjekredna apnenčeva breča iz Rubij
- pohorski čizlakit.

V veliki meri je Mihevčeva zasluga, da so nanovo zaživeli nekateri kamnolomi v Istri. V *Kozolcu* so tla in stene v notranjosti in zunanji stranski fasadi iz istrskega jurskega apnenca - iz kamnoloma Kirmenjak blizu Rovinja, ki je bil takrat poleg Bal in Vrsarja največji kamnolom v Istri. Kirmenjak je izredno obstojen v morski vodi,

(1). Ime *Kozolec* je objekt dobil že med gradnjo; zaradi svoje takrat nedokončane oblike - polni stranski stranici in skeletno ogrodje s poudarjenimi horizontalnimi ploščami - je dal sredi nezazidanih parcel slutiti obliko slovenskega kozolca. Še dandanes je v uporabi ime *Kozolec* tako v strokovnih kakor tudi v laičnih krogih.
Sprva je imel *Kozolec* drugačna imena. Uradno so ga imenovali Stanovanjski blok Titova (zaradi lokacije ob Titovi cesti, sedaj Slovenski cesti). Nekaj časa so ga imenovali tudi Blok Evropa (najverjetneje zaradi internacionalnega sloga, ki je tedaj preplavil Evropo in ves svet); Edo Mihevc ga je poimenoval Palača Gradis.

kar lahko vidimo v Benetkah. Tla so kombinirana s črnim apnencem z Drenovega Griča. Iz enakega materiala so tudi mozaične obloge zunanjih in notranjih stebrov. Mozaik je sestavljen iz sorazmerno enako lomljenih kosov, velikih približno 2 krat 2 cm, s tem da je notranji mozaik poliran, zunanji pa ne. Ulična fasada *Kozolca* je deloma iz zgornjekredne apnenčeve breče iz Rubij, nekaj pa je tudi čizlakita, ki ga je zob časa marsikje dodobra načel.

Pri *Kozolcu* je bil glavni mojster montaže kamna montažer Karel Zupančič iz Maribora. Mojster za mozaike in najljubši Mihevčev kamnoseški mojster pa je bil Alfio Tambosso, ki je kasneje ustanovil kamnoseško šolo in prvi začel uvažati kamne iz tujine.

Na trgu

Poslovni kompleks *Na trgu* je bil v celoti zgrajen leta 1973 in leži med Slovensko cesto na zahodu, Cigaletovo ulico na vzhodu, na severu ga zapira Pražakova ulica in na jugu Trdinova ulica. Imena posameznih objektov so določena glede na podjetja, ki so imela, oziroma imajo prostore v njih. Od severa proti jugu si sledijo Elektronabava, Borza, SCT, Avtotehna in Turistična agencija.

Kamnine, omenjene pri *Kozolcu*, je Mihevc dosledno uporabil tudi na nasprotni strani Slovenske ceste - *Na trgu*, kjer je dodal še druge naravne kamne iz Makedonije in Srbije.

Tla trga je želel Mihevc v celoti obložiti z 8 cm debelimi ploščami zgornjejurskega apnenca iz opuščenega kamnoloma Reštovo na Hrvaškem, nedaleč od Metlike, položenimi neposredno v pesek. Zaradi visoke cene plošč je moral arhitekt narediti kompromis s tem, da je tlak na obeh straneh stolpnice Avtotehne izvedel v tej obliki, medtem ko je preostali del trga oblikoval v rastru granodioritnih kock in pranih betonskih plošč. Tla stebriščnega hodnika, ki povezuje vse objekte med seboj, so oblikovana iz granodioritnih plošč, položenih v beton.

Stebri in fasade v pritličju kompleksa *Na trgu* so obložene z granodioritom iz Oplotnice. Kamen vključuje več belih aplitnih žil.

Na fasadi Elektronabave je marmor oziroma marmorna breča "plavi tok" iz okolice Požege v Srbiji. Okenske odprtine so obdane s ploščami apnenca z Drenovega Griča. Za notranje obloge preddverij in okenske obrobe je Mihevc uporabil svetlo sivi marmor (sivec) iz okolice Prilepa v Makedoniji, medtem ko je fasado SCT-ja in Borze obložil s sivim "kristalno plavim" marmorjem iz okolice Gostivarja v Makedoniji. V notranjosti reprezentančnih vhodnih prostorov je svetlo sivi kalcitni marmor brečastega videza - imenovan "vitez" iz Gornje Banjice pri Gostivarju. Fasada Turistične agencije je obložena z rustikalno apnenčevo oblogo z Drenovega Griča. Posamezni kosi so veliki približno 8 krat 4 cm. Klesana struktura neenakomerne reliefne obloge daje z igro svetlobe in senc vtis razgibanosti in časovne enkratnosti.

Tehnika montaže je bila pri *Kozolcu* in *Na trgu* enotna - tako imenovana mokra montaža, pri čemer so kamen od sporaj navzgor lepili na osnovno konstrukcijo.

Če je Edo Mihevc pri *Kozolcu* še uporabil barvno paleto naravnih kamnov - od bele in zelene do črne barve, je celotni kompleks *Na trgu* obložil v številne kamne enotnega barvnega videza in s tem objekte povezal v estetsko celoto.

Sklep

Ugotovimo lahko, da je bil Edo Mihevc dober poznavalec naravnega kamna, da je v veliki meri rad uporabljal različne kamne na enem samem objektu, kar takrat ni bil običaj, še manj pravilo. V tem primeru je do neke mere oral ledino pri nas. To je bil njegov osebni barviti izraz, ki se je odražal v oblikovanju interierjev, notranje opreme in primorskih fasad. Opisani kompleks je lep primer arhitektovega gledanja na naravni kamen, pri čemer se je Mihevc rad posvetoval z mojstri in strokovnjaki. Glede na stanje, v kakršnem so uporabljeni materiali še danes po več desetletjih, je jasno, da so bili - z manjšimi izjemami - izbrani kvalitetni naravni kamni.

Na koncu se želim zahvaliti za pomoč pri raziskovanju in ugotavljanju naravnega kamna na Mihevčevih objektih diplomiranima inženirjema geologije Andreji Senegačnik in Jožetu Veselu ter gospodoma Antonu Čuku in Francu Mrzlikarju. Podatke sem dobila tudi v literaturi (B u s e r, 1987; K r e s a l, 1987; V e s e l et al., 1992).

The example of use of natural stone on buildings designed by Edo Mihevc

Summary

The versatile architect Edo Mihevc (1911-1985) was an architect of Modernism who borrowed the ideas of the new movement and combined them with the architectural solutions of traditional building construction. Apart from natural materials - brick and wood - his public buildings are also characterized by the ample use of natural stone, especially from the local, at that time still Yugoslav quarries. Two very beautiful examples of the use of various kinds of stone are the apartment-office building *Kozolec* and the office building complex *Na trgu*, opposite *Kozolec*, which together form the northern Ljubljana gate. They are built in the functionalist spirit of Modernism, but the details and the use of materials, imbued with the tradition of Plečnik's school, make their authorship quite distinctive.

It is largely thanks to Mihevc that after the Second World War some quarries in Istria were revitalized or even revived. The floors as well as the interior and exterior walls of *Kozolec* are made of Istrian limestone from the Kirmenjak quarry near Rovinj. The floors are combined with black limestone from Drenov grič. The same material is also used for the mosaic covering the interior and exterior columns. The facade of *Kozolec* is partly covered with tonalite (from the quarries in Oplotnica and perhaps also in Josipdol in North Slovenia), and partly with čizlakite from Oplotnica, but in many parts both of them have been damaged by the ravages of time.

All the above-mentioned materials were consistently used by Mihevc also on the opposite side of the road, in the office building complex *Na trgu*, where he added other materials as well. Simultaneously with *Kozolec*, Mihevc was building a hotel in Ohrid (1953). There he got familiar with Macedonian stone, which had, besides its aesthetic value, also a favorable price. For the interior coverings and window borders in the office complex *Na trgu* Mihevc used light gray marble called "sivec" from the vicinity of Prilep in Macedonia. The facade of Elektroobnova's office building is covered with marble breccia "plavi tok" from the vicinity of Požega in Serbia, while the facades of the building opposite it and of that of the Ljubljana Stock Exchange

are covered with gray "kristalino plavi" marble from the vicinity of Gostivar in Macedonia. The interior of the entry halls is covered with light gray calcite breccia-like marble called "vitez" from Gornja Banjica near Gostivar.

While in *Kozolec* Edo Mihevc used natural stones the colors of which range from white and green to black, he covered the entire complex *Na trgu* with stones of a more uniform appearance, thereby linking the buildings into an aesthetic whole.

Literatura

B u s e r, S. 1987: Naravni arhitektonsko-gradbeni kamni v Ljubljani. - Geološki zbornik *8*, 61-67, Ljubljana.

K r e s a l, J. 1987: Kamen v sodobni arhitekturi. - Geološki zbornik *8*, 161-167, Ljubljana.

V e s e l, J., S t r m o l e, D., S e n e g a č n i k, A., P a v š i č, J. & P a v l o v e c, R. 1992: Naravni kamen - Kamnarsko geološki leksikon. - Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, Združenje slovenske kamnarske industrije, Odsek za geologijo, 100 p., Ljubljana.

GEOLOGIJA *40*, 305–323 (1997), Ljubljana 1998

Structure of Mt. Blegoš between the Inner and the Outer Dinarides

Zgradba Blegoša med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi

Ladislav Placer
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

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

Key words: boundary Inner-Outer Dinarides, Slovenia
Ključne besede: meja Notranji-Zunanji Dinaridi, Slovenija

Abstract

The boundary between the Inner and the Outer Dinarides in the sense of B u s e r (1987b) west of the Zagreb lineament is predominantly of overthrust character. The Inner Dinarides are ovethrusted on the Outer Dinarides. Mt. Blegoš, situated in the Outer Dinarides west of Ljubljana, on the boundary with the Inner Dinarides, consists of horses that were formed during overthrusting of the Outer Dinarides from the direction of the Dinaric carbonate platform towards the Adriatic platform, i.e. in the present sense from northeast to southwest, probably during the Upper Eocene. After Sarmatian time these horses were first folded and then rotated around the W-E axis owing to the overthrusting of the Inner Dinarides and Southern Alps from north towards south on the Outer Dinarides. The footwall nappe plane along which the Inner Dinarides in the Blegoš area were overthrusted southwards on the Outer Dinarides is besides the footwall nappe plane of the Southern Alps the most important nappe line south of the Periadriatic lineament. In the area from Ljubljana basin to Tolmin this boundary is clearly expressed, whereas westwards and eastwards it has not been uniformly defined. Along the considered footwall nappe plain the Outer Dinarides were clearly rotated towards the Inner Dinarides and the Southern Alps for 30° to 45°, and thrusted under them.

Kratka vsebina

Meja med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi v B u s e r j e v e m smislu (1987b) zahodno od Zagrebškega lineamenta je pretežno narivna. Notranji Dinaridi so narinjeni na Zunanje Dinaride. Blegoš v Zunanjih Dinaridih na meji z Notranjimi Dinaridi zahodno od Ljubljane je zgrajen iz lusk, ki so nastale med krovnim narivanjem Zunanjih Dinaridov iz smeri od Dinarske karbonatne platforme proti Jadranski platformi, kar pomeni v današnjem smislu od severovzhoda proti jugozahodu, verjetno v zgornjem eocenu. Te luske so bile po sarmatski dobi zaradi narivanja Notranjih

Dinaridov in Južnih Alp od severa proti jugu na Zunanje Dinaride najprej nagubane, nato pa zarotirane okoli osi W-E. Osnovna krovna narivna ploskev, ob kateri so bili Notranji Dinaridi na območju Blegoša narinjeni proti jugu na Zunanje Dinaride, je poleg osnovne krovne narivne ploskve Južnih Alp najpomembnejša krovna narivna črta južno od Periadriatskega lineamenta. Na prostoru od Ljubljanske kotline do Tolmina je ta meja jasna, medtem ko zahodno in vzhodno od tod še ni nedvoumno definirana. Ob obravnavani osnovni krovni narivni ploskvi so Zunanji Dinaridi jasno zasukani nasproti Notranjim Dinaridom in Južnim Alpam za 30° do 45° in pod le-te podrinjeni.

Introduction

In the hinterland of the Triest bay, west of the Zagreb lineament, the terms Alpine (W-E) and Dinaric (NW-SE) directions, or Alpine and Dinaric structural elements, obtained their right of existence in the geological professional jargon. They certainly cannot be used along the global extension of the Alpides, but they have a considerable value for local communication, since they efficiently illustrate the circumstances at the contact of Outer Dinarides with the Inner Dinarides (Fig. 1). On the spatially

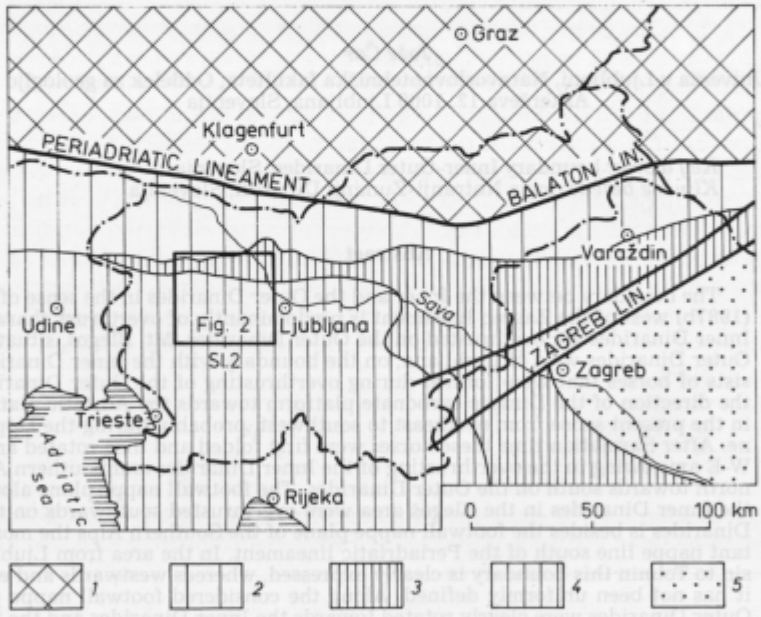


Fig. 1. Slovenia. Synthetic geotectonic sketch-map of the contact of Eastern Alps and Dinarides, after Buser (1987b), Premru (1989), Kazmer and Kovacs (1989), Csontos et al. (1992), Ravnik et al. (1995)

1 Eastern Alps; *2* Southern Alps; *3* Inner Dinarides; *4* Outer Dinarides; *5* Tisa unit

Sl. 1. Slovenija. Sintetična geotektonska skica stika Vzhodnih Alp in Dinaridov. Po predlogah: Buser (1987b), Premru (1980), Kazmer in Kovacs (1989), Csontos s sodelavci (1992), Ravnik s sodelavci (1985)

1 Vzhodne Alpe; *2* Južne Alpe; *3* Notranji Dinaridi; *4* Zunanji Dinaridi; *5* Enota Tisa

limited territory of Slovenia the structures strike in the alpine direction in the Southern Alps and the predominant part of the Inner Dinarides, while the structures in the Outer Dinarides have the dinaric direction. Only in the belt along the Inner Dinarides the dinaric structures are in places masked by the alpine trending directions, especially in areas where the Outer Dinarides consist of softer Lower Triassic and Paleozoic rocks. In this paper we are interested in the boundary between the Inner and the Outer Dinarides in western Slovenia, and its geometric and kinematic characteristics that shall be described at the example of the structure of Mt. Blegoš (1562 m) west of Ljubljana (Fig. 2), as well as the significance of these findings for the study of genesis of the present structure of the Dinarides. This research is based on geological mapping partially performed by Čar, and on kinematic analysis that was done by Placer.

Structure of Mt. Blegoš

The environs of Blegoš were mapped geologically several times, first during the Austro-Hungarian monarchy at the scale 1:75000 (K o s s m a t, 1910), then for the Basic geological map of Yugoslavia at 1:100000 (G r a d & F e r j a n č i č, 1974, 1976; B u s e r, 1986, 1987a), and finally in detail, at the scale 1:10000, in the frame of prospecting for mercury, copper and uranium (unpublished reports by Mlakar, Placer and Čar), so that the presented ideas on the structure of this area are founded on a large number of factographic data. This territory consists of three units that are all built of nappes (Fig. 1, Fig. 2). These are the **Southern Alps** in the north, consisting of Mesozoic rocks of the Julian carbonate platform, the **Inner Dinarides,** of pelagic Triassic, Jurassic and Cretaceous clastics, marl and platy limestones of the Slovenian basin and its basement, and the **Outer Dinarides** that consist in the Blegoš area of the Trnovo and the Hrušica nappes. Of the latter, the first nappe consists of Carboniferous and Permian clastics, and more southwestwards of Triassic, Jurassic and Cretaceous carbonate rocks, and the second one of Triassic carbonate rocks. The carbonate beds of the Trnovo and Hrušica nappes form the marginal part of the Dinaric carbonate platform. The Hrušica nappe appears in the studied territory in the tectonic halfwindow below the Trnovo nappe, named in the geological-morphological sense the Poljane-Vrhnika region. The latter divides the Trnovo nappe into the Idrija-Žiri region in southwest, and the Škofja Loka-Polhov Gradec region in the northeast. The internal structural elements in the Trnovo and Hrušica nappes are expressively dinaric, which is characteristic for the strike of beds and of internal thrust planes. In nappes of the Inner Dinarides the structures are generally of W-E direction. Kinematically the nappes of the Outer Dinarides are older, and theay have been overthrusted in the present sense from northeast towards southwest. The Trnovo nappe is overthrusted on the Eocene flysch of the Vipava valley, and is therefore of Upper Eocene or Lower Eocene age. The Inner Dinarides are overthrusted from north towards south on the Trnovo and Hrušica nappes. As indicated by Upper Miocene beds that were folded in the Eastern Sava folds in connection with this overthrusting, these nappes are of Post-Miocene age. With respect to the fact that the dinaric trending antiform of the Poljane-Vrhnika region reposed on the footwall nappe plane of the Inner Dinarides which is not folded, it follows that the antiform dates from time before forming of these nappes.

The general relationship between the alpine and dinaric trending overthrust structures in west Slovenia can be found in all works of earlier researchers of this territory,

Kossmat (1913, Plate V), Winkler (1923, Plate IV), Grad and Ferjančič (1974, 1976), Premru (1980) and Buser (1986, 1987a). However, Premru decidedly stated that the younger alpine trending overthrust sheets that were moved from north to south during the Rhodanian orogeny, cover the older dinaric trending overthrust sheets that were overthrusted from northeast to southwest in the Illyric-Pyrenean orogeny, an observation that at present cannot be denied.

In all nappe units appears in the Blegoš area an expressive structural geometric anomaly the center of which is the carbonate massif of Blegoš in the extreme northwestern part of the Poljane-Vrhnika region, consequently in the place where the competent carbonate rocks of the Hrušica nappe below the incompetent rocks of the Trnovo nappe come in contact with the Inner Dinarides.

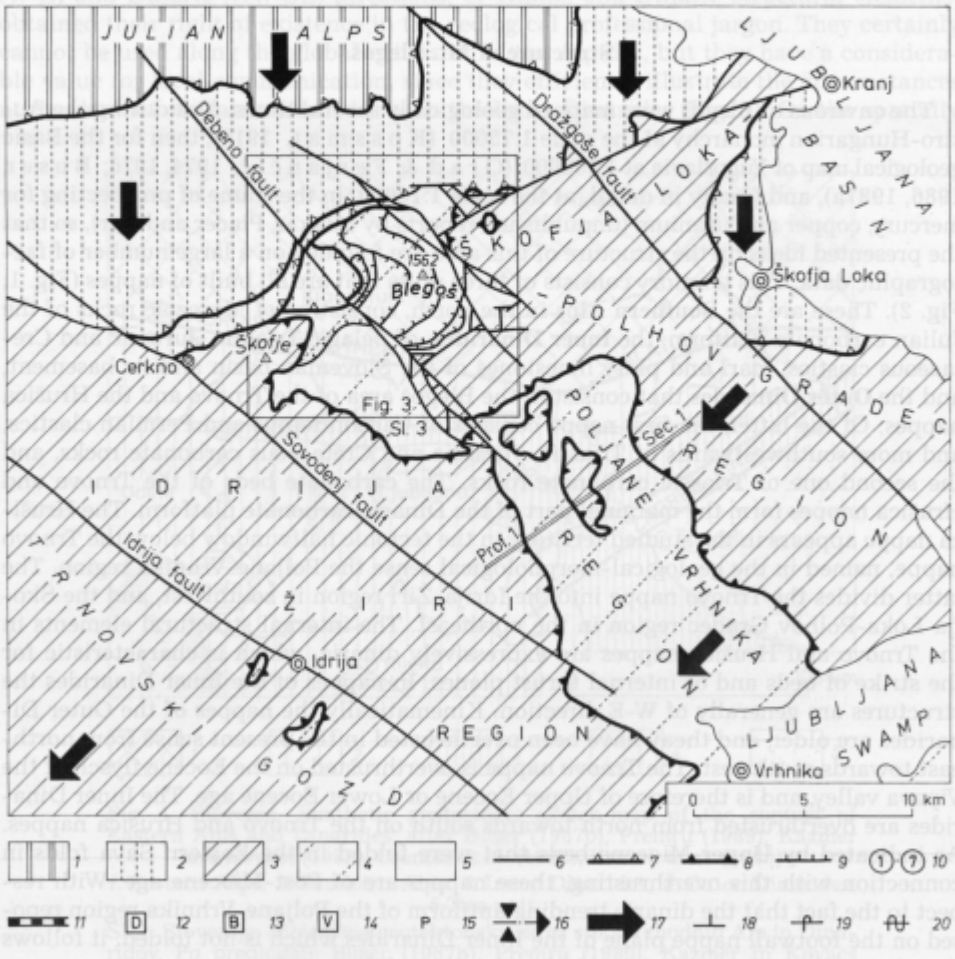


Fig. 2. Nappe subdivision of wider Blegoš surroundings
Sl. 2. Krovna rajonizacija širše okolice Blegoša

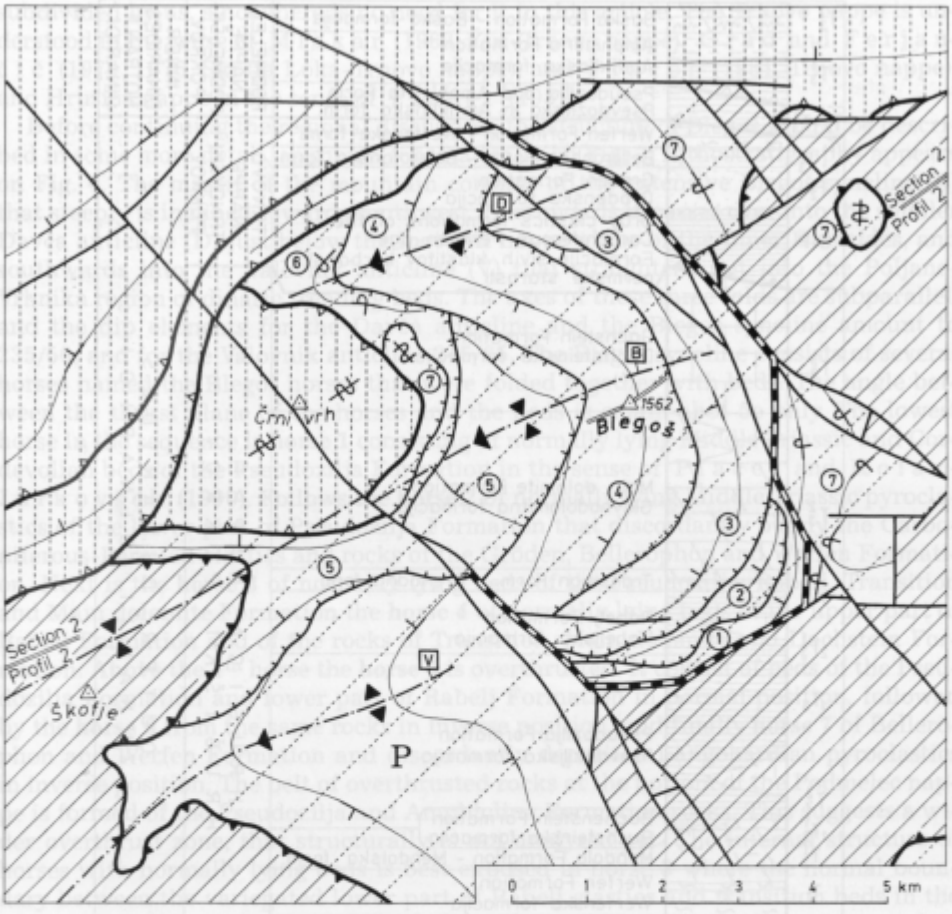


Fig. 3. Geological sketch-map of Blegoš. Used unpublished data of Mlakar (Škofje) and Čar (Črni vrh, western part of Blegoš)

1 Jelovica nappe (Grad & Ferjančič, 1974, 1976); *2* Nappes of Inner Dinarides (Fig. 2), Podmelec nappe (Fig. 3); *3* Trnovo nappe; *4* Hrušica nappe; *5* Plioquaternary and Quaternary; *6* More important subvertical fault; *7* Footwall nappe plane of Southern Alps and Inner Dinarides; *8* Thrust plane of Trnovo nappe; *9* Thrust plane within the Hrušica nappe; *10* Blegoš horses; *11* Boundary of uplift of eastern part of Blegoš; *12* Davča anticline; *13* Blegoš syncline; *14* Valovnik anticline; *15* Thermal spring in the Kopačnica Valley; *16* Inclined fold axis; *17* General directin of thrusting; *18* Normal beds; *19* Inverse beds; *20* Inverse horizontal beds

Sl. 3. Geološka skica Blegoša. Uporabljeni so neobjavljeni podatki Mlakarja (Škofje) in Čarja (Črni vrh, zahodni del Blegoša)

1 Jelovški pokrov (Grad & Ferjančič, 1974, 1976); *2* Pokrovi Notranjih Dinaridov (sl. 2), Podmelški pokrov (sl. 3); *3* Trnovski pokrov; *4* Hrušiški pokrov; *5* Pliokvartar in kvartar; *6* Pomembnejši subvertikalni prelom; *7* Osnovna krovna narivna ploskev Južnih Alp in Notranjih Dinaridov; *8* Krovna narivna ploskev Trnovskega pokrova; *9* Narivna ploskev znotraj Hrušiškega pokrova; *10* Blegoške krovne luske; *11* Meja dviga vzhodnega dela Blegoša; *12* Davška antiklinala; *13* Blegoška sinklinala; *14* Valovniška antiklinala; *15* Termalni izvir ob Kopačnici; *16* Poševna os gube; *17* Generalna smer narivanja; *18* Normalne plasti; *19* Inverzne plasti; *20* Inverzne horizontalne plasti

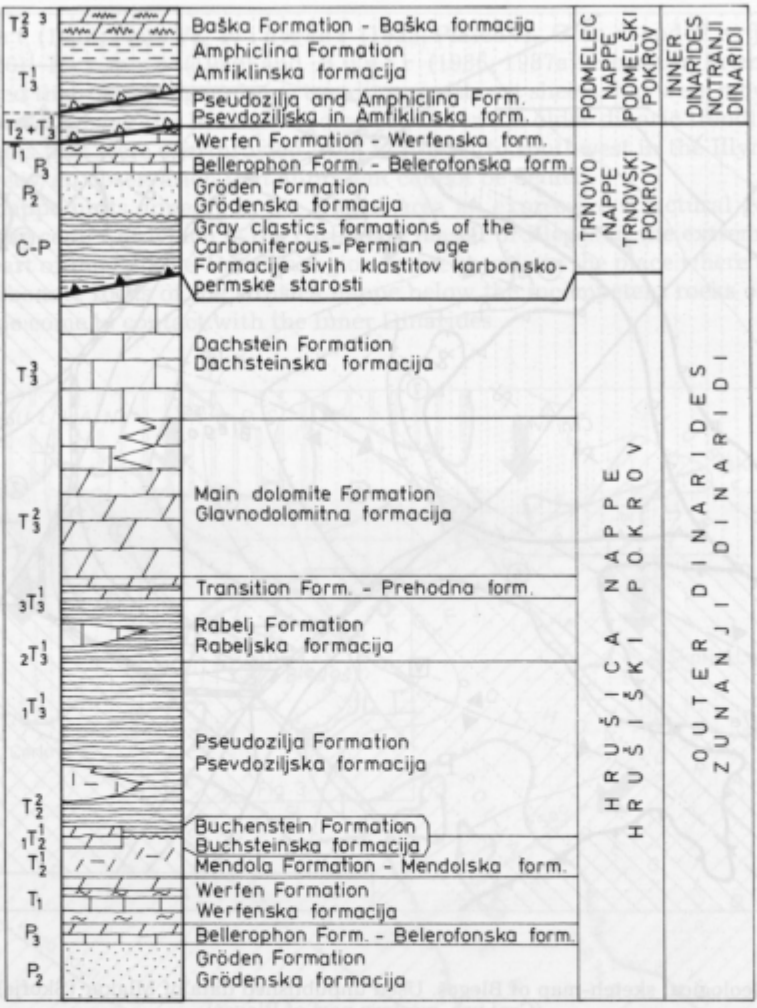


Fig. 4. Lithostratigraphic development of nappe units in the Blegoš area
Sl. 4. Litostratigrafski razvoj krovnih enot na območju Blegoša

In naming the nappe units we used the terms that are not yet generally accepted, since no consens was reached yet on the extent of individual units, and the differences in ideas usually also result in to different naming. The rocks of the Slovenian basin west of the Ljubljana basin were named, e.g. after W i n k l e r (1923) the Julian outer zone, after G r a d and F e r j a n č i č (1976) the Selce zone, they are included after P r e m r u (1980) into the Sorica and Selce overthrusts, and according to B u s e r (1986) into the Kobla, Rute and Podmelec nappes. As a curiosity it should be mentioned that for the same unit the term Tolmin nappe was proposed by K r y s t i n et al. (1994, 415). The nappe structure of the Southern Alps and Inner Dinarides was not

subdivided by us, since there is no need for it in this article. The Trnovo nappe is understood in the sense of Mlakar (1969, Žiri-Trnovo nappe), Grad and Ferjančič (1974, 1976, Škofja Loka-Trnovo nappe), and Placer (1981, Trnovo nappe), and Hrušica nappe in the sense of Placer (1981).

Before continuing the regional discussion, the structure of Blegoš should be described in some more detail, as shown schematically on Fig. 3. Lithostratigraphy appears on Fig. 4. The massif of the mountain consists of the extensive Blegoš syncline (B) that steeply is inclined towards southwest. Northwards it passes over into the smaller Davča anticline (D) just below the footwall nappe plane of the Inner Dinarides, and southwards into the Valovnik anticline (V) that straightens out into the Poljane-Vrhnika region of dinaric trending beds. The axes of these three folds are subparallel, and the dip elements for the Davča anticline and the Blegoš syncline amount to 235/50, and for the Valovnik anticline 245/65. The Blegoš syncline consists of several horses named the Blegoš horses that were folded together with beds. The angle between the thrust plane of the horses and the beds is small, abot 5o only. The lowest horse in the sequence is **horse 1** consisting of normally lying Middle Triassic and Cordevolian beds of the Pseudozilja Formation in the sense of Placer and Kolar-Jurkovšek (1990). Follows the **horse 2** of normally lying Middle Triassic pyroclastics of the lower part of Pseudozilja Formation that discordantly overly the Carboniferous-Permian clastics and rocks of the Gröden, Bellerophon and Werfen Formation. Next is the **horse 3** of normally lying beds of the Pseudozilja, Rabelj, Transition and Main dolomite Formation the **horse 4** of normally lying beds of the upper part of Rabelj Formation and of the rocks of Transition, Main dolomite and Dachstein Formation. Above the 4th horse the **horse 5** is overthrusted. It consist of beds of the Pseudozilja Formation and lower part of Rabelj Formation in normal position, followed by the **horse 6** from the same rocks in inverse position, and finally **horse 7** of Bellerophon and Werfen Formation and discordantly deposited Langobardian pyroclastics in inverse position. The belt of overthrusted rocks at the bottom of the Podmelec nappe is formed of the Pseudozilja and Amphiclina Formation rocks. This suggests a wider overthrust zone, that structurally is not analysed yet. The internal structure of horses with normally lying beds is best exposed in horse 3 where the normal boundary between the variegated lower part of Rabelj clastics and transition beds in the northern flank of the Blegoš syncline is cut by the hanging wall thrust plane, and in the southern flank by the footwall thrust plane of the mentioned horse. Consequently, a beautiful exposure of the oblique cut within the Hrušica nappe that was formed in the stage of genesis of the nappe structure of the Outer Dinarides. The starting form for the kinematic development of Blegoš horses can be illustrated by an overthrown fold (Fig. 5) where the succession of appearing horses is well visible, and also the relations between the horses with the normal and the inverse position of beds.

The second characteristics of the Blegoš structure is its northeastern, eastern, southeastern and southern to southwestern boundary with the surrounding rocks that indicates the extreme uplift of the eastern part of the Blegoš massif (Fig. 6). The uplift can be explained by the tilt of the axes of folds towards southwest. This siginifies rotation of the originally subhorizontal folded beds and horses into the present steep position. The uplift of the eastern part of Blegoš must have happened along pre-existing subvertical faults of various directions (Fig. 2) that are marked in Fig. 3 with a special sign. The movements in question are consequently of the inherited character. East of this boundary appear inversely lying beds of the Pseudozilja Formation in discordant relationship with the Lower Triassic beds. Therefore they are compared with equal

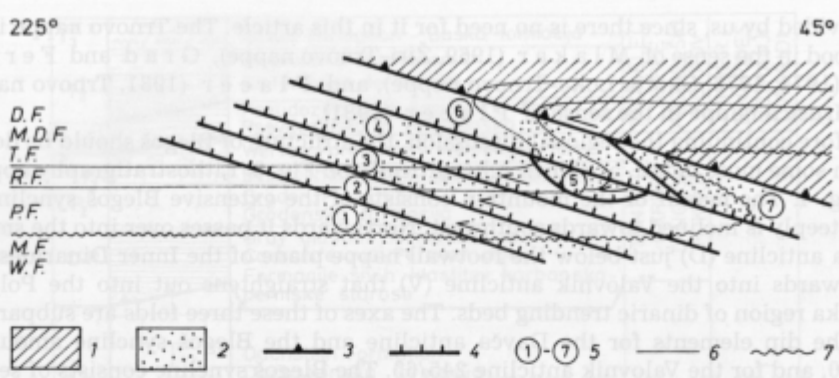


Fig. 5. Initial structure of the Blegoš horses in the Hrušica nappe

1 Trnovo nappe; *2* Lithostratigraphic structure of horses on the surface, Fig. 3; *3* Thrust plane of Trnovo nappe; *4* Thrust plane within the Hrušica nappe; *5* Blegoš horses; *6* Normal boundary; *7* Unconformity; *D.F.* Dachstein Formation; *M.D.F.* Main dolomite Formation; *T.F.* Transition Formation; *R.F.* Rabelj Formation; *P.F.* Pseudozilja Formation; *M.F.* Mendola Formation; *W.F.* Werfen Formation

Sl. 5. Izhodiščna struktura blegoških lusk v Hrušiškem pokrovu

1 Trnovski pokrov; *2* Litostratigrafska zgradba lusk na površju, sl. 3; *3* Krovna narivna ploskev Trnovskega pokrova; *4* Narivna ploskev znotraj Hrušiškega pokrova; *5* Blegoške luske; *6* Normalna meja; *7* Diskordanca; *D.F.* Dachsteinska formacija; *M.D.F.* Glavnodolomitna formacija; *T.F.* Prehodna formacija; *R.F.* Rabeljska formacija; *P.F.* Psevdoziljska formacija; *M.F.* Mendolska formacija; *W.F.* Werfenska formacija

beds of horse 7 west of the Blegoš summit. This horse is covered east of Blegoš by the Carboniferous-Permian beds of the Trnovo nappe. The nappe character of the Trnovo structure is indicated in this area by the nearby tectonic window.

The folded structure of Blegoš continues southwestward also in the Trnovo nappe. In the core of the Blegoš syncline occurs the structure of Škofje, and in the core of the Valovnik anticline the tectonic halfwindow consisting of rocks of the Hrušica nappe east of Škofje along Podplečica brook.

The geometric anomaly in the Blegoš area occurs also in the structure of the Inner Dinardes. It is expressed by a deviation of its footwall nappe plane from the W-E direction into the SW-NE direction, and with a parallel deviation of strike of beds. Tha massif of Blegoš is represented consequently by a core of competent rocks of the Hrušica nappe surrounded by incompetent rocks of the Trnovo nappe and the Inner Dinarides.

Interesting from the kinematic standpoint is certainly the question on the mechanism that resulted into the Blegoš structure. Before defining the starting data the structure of the Poljane-Vrhnika region should be reviewed somewhat more in detail (Fig. 7). This structure is represented by an anticlinal arch of rocks of the Hrušica nappe in the NW-SE direction in which occurs also the anticlinally arched thrust plane of the Trnovo nappe. The nappe is proved by tectonic klippes of Carboniferous-Permian clastics amidst the anticlinal arch, and by tectonic halfwindows in valleys transversely to the anticlinal ridge, where the carbonate rocks of the Hrušica nappe pass deeply below the clastics of the Trnovo nappe. In the C-D profile of the Basic geological map, sheet Kranj (G r a d & F e r j a n č i č, 1974) that passes across the

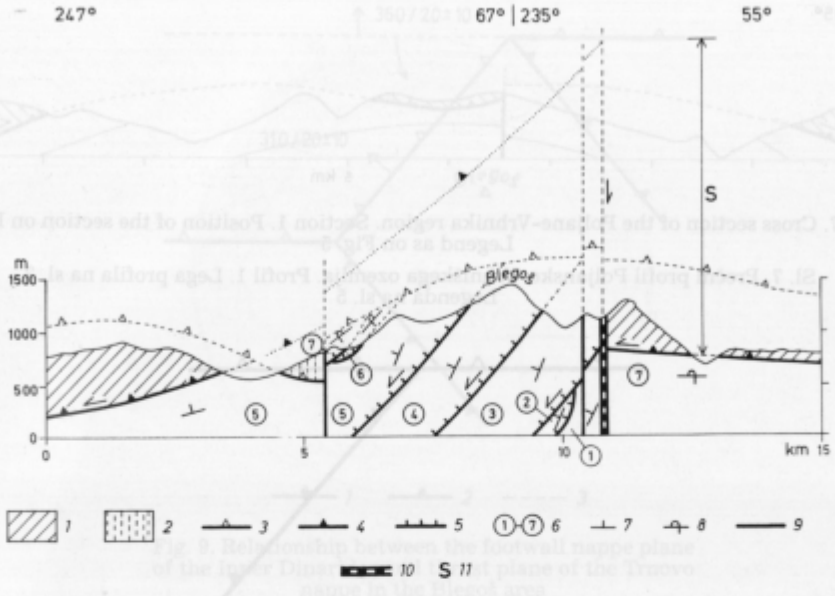


Fig. 6. Cross section across the summit of Blegoš SW-NE. Section 2. Position of the section on Fig. 3

1 Trnovo nappe; *2* Podmelec nappe; *3* Footwall nappe plane of the Inner Dinerides; *4* Thrust plane of the Trnovo nappe; *5* Thrust plane within the Hrušica nappe; *6* Blegoš horses; *7* Normal beds; *8* Inverse beds; *9* Fault; *10* Boundary of uplift of eastern part of Blegoš; *11* Virtual throw along to the boundary of uplift of eastern part of Blegoš

Sl. 6. Profil prek vrha Blegoša v smeri SW-NE. Profil 2. Lega profila na sl. 3

1 Trnovski pokrov; *2* Podmelški pokrov; *3* Osnovna krovna narivna ploskev Notranjih Dinaridov; *4* Krovna narivna ploskev Trnovskega pokrova; *5* Narivna ploskev znotraj Hrušiškega pokrova; *6* Blegoške luske; *7* Normalne plasti; *8* Inverzne plasti; *9* Prelom; *10* Meja dviga vzhodnega dela Blegoša; *11* Navidezni skok ob meji dviga vzhodnega dela Blegoša

Poljane-Vrhnika region, no thrust planes appear that would cut beds at a small angle of around 5 degrees. However, these nappes in Blegoš exist, and we presume they are either not everywhere developed, or they were not mapped. The beds of the Poljane-Vrhnika region are folded, but they are generally subhorizontal and dipping more or less steeply towards southwest in the southwestern flank, and towards northeast in the northeastern flank.

The geometry of the alpine and dinaric systems of nappes is presented in Fig. 8. Circumstances in the surroundings of Blegoš are a variant of this scheme (Fig. 9). From it the present structure of Blegoš can be derived. The starting structure is consequently represented by: (1) strike and dip of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides, (2) strike and dip of beds in the Poljane-Vrhnika region and (3), strike and dip of internal thrust planes in this unit. The direction of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides can be determined from the geological map, whereas the dip angle can be measured directly. For this, the dips of the nappe planes in the Inner Dinarides themselves, as given by B u s e r (1987a) on the geological map, sheets Tolmin

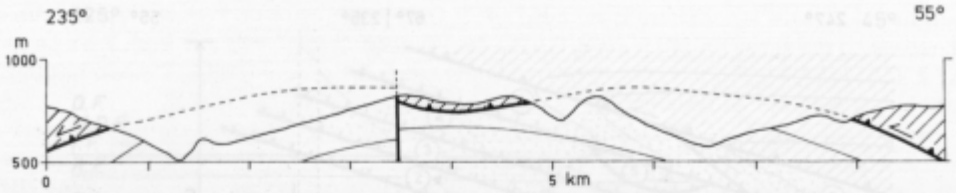


Fig. 7. Cross section of the Poljane-Vrhnika region. Section 1. Position of the section on Fig 2. Legend as on Fig. 5

Sl. 7. Prečni profil Poljansko-Vrhniškega ozemlja. Profil 1. Lega profila na sl. 2. Legenda na sl. 5

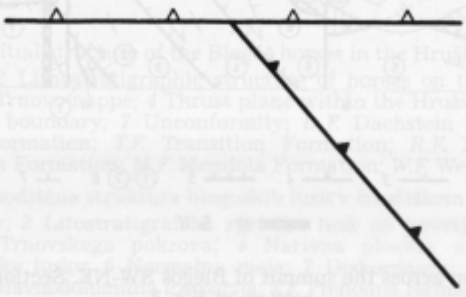


Fig. 8. Relationship between nappe thrusts of alpine and dinaric directions. Legend as on Fig. 9

Sl. 8. Odnos med krovnimi narivi alpske in dinarske smeri. Legenda na sl. 9

and Videm, amount to about 20°. Hence, the dip elements of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides and their variation in the Blegoš area would be 310/20±10. The average dip of beds and internal thrust planes in the Poljane-Vrhnika region can be considered together, since the difference of around 5° between them is negligible in the general analysis. The dips of beds on the basic geological map, sheet Kranj (G r a d & F e r j a n č i č, 1974) vary widely, so in the analysis the dips towards southwest and northeast up to 30° were taken into account, and the subhorizontal position.

The starting point for genetic analysis of the actual Blegoš structure is the assumption that the beds and the formed horses within the Hrušica nappe owing to overthrusting of the Inner Dinarides from north southwards were first folded, and then rotated from north towards south. The axis of the peri-nappe folds is according to theory the line of intersection between the beds of the Poljane-Vrhnika region and the footwall nappe plane of the Inner Dinarides, and the rotation of the formed folds took place around the axis in the W-E direction, conformingly with overthrusting of the Inner Dinarides from north towards the south.

With respect to the enumerated variants of dips of beds exist several variants of possible intersecting lines with the footwall nappe plane of the Inner Dinarides (Fig. 10). With the dip of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides of 310/20±10 and with variants of dips of beds (225/0-30, 45/0-30) two fields of lines of intersection result, and they are at the same time the axes of newly formed folds (fields 1 and 2).

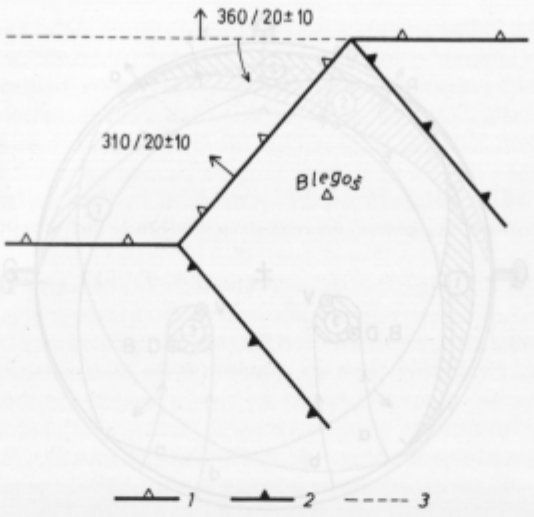


Fig. 9. Relationship between the footwall nappe plane of the Inner Dinarides and thrust plane of the Trnovo nappe in the Blegoš area

1 Footwall nappe plane of the Inner Dinarides; *2* Thrust plane of Trnovo nappe; *3* Variant of the primary position of footwall nappe plane of Inner Dinarides

Sl. 9. Odnos med osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov in krovno narivno ploskvijo Trnovskega pokrova na območju Blegoša

1 Osnovna krovna narivna ploskev Notranjih Dinaridov; *2* Krovna narivna ploskev Trnovskega pokrova; *3* Varianta prvotne lege osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov

With regard to the mode of formation of the present positon of the Blegoš folds (V, D, B) by rotation of the lines of intersection around the W-E axis, it becomes at the first look evident that the lines of intersection in field 1 cannot be rotated into the actual position of the axes of the Blegoš folds. This can be performed only with the segment of field 2, and this between the traces of rotation a and b that touch the external boundaries of the limits of influence of the axes of Blegoš fods V, D, B (field 3). The data on oleate show that at the selected variant of dip of the nappe basal plane 310/20±10 the dip of the beds in the Poljane-Vrhnika region in the initial phase of overthrusting of the Inner Dinarides must have been between 45/1 to 45/13, or rounded at 45/0-15. The difference between the original direction of folds (field 2) and the present position confirms the virtual uplift of the eastern part of Blegoš which amounts to around 3000 m according to construction from section across the summit of Blegoš in the SW-NE direction (Fig. 6).

Besides the described model of reconstruction a second model ought to be mentioned. In analysis on Fig. 10 the starting point was the primary anomalous position of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides in the 220-40 direction (line 1 on the Fig. 9). However, if the general direction of the mentioned footwall nappe plane W-E

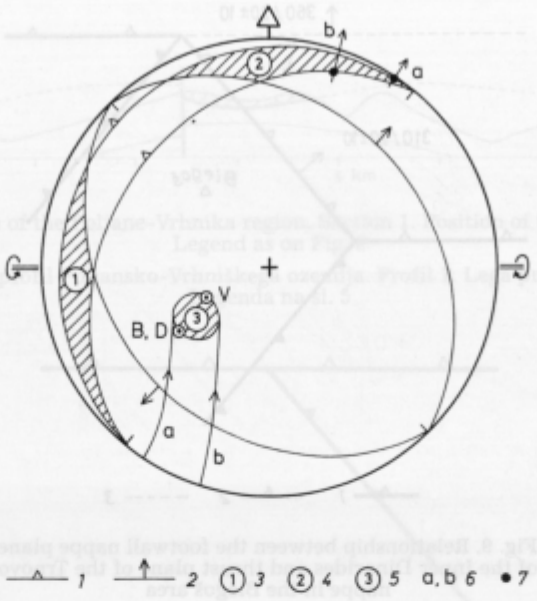


Fig. 10. Kinematic genesis of the structure of Blegoš, 1st variant

1 Footwall nappe plane of the Inner Dinarides; *2* Dip of beds of the Poljane-Vrhnika region; *3* Field of dispersion of lines of intersection between the footwall nappe plane of the Inner Dinarides and beds in southwestern flank of the Poljane-Vrhnika region; *4* Field of dispersion of lines of intersection between the footwall nappe plane of the Inner Dinarides and beds in northeastern flank of the Poljane-Vrhnika region; *5* Field of dispersion of axes of Blegoš folds; *6* Boundary traces of rotation; *7* Extreme lines of intersection in field 2

Sl. 10. Kinematska geneza strukture Blegoša, 1. varianta

1 Osnovna krovna narivna ploskev Notranjih Dinaridov; *2* Vpad plasti Poljansko-Vrhniškega ozemlja; *3* Polje sipanja presečnic med osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov in plastmi v jugozahodnem krilu Poljansko-Vrhniškega ozemlja; *4* Polje sipanja presečnic med osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov in plastmi v severovzhodnem krilu Poljansko-Vrhniškega ozemlja; *5* Polje sipanja osi blegoških gub; *6* Mejni trasi rotacije; *7* Skrajni presečnici v polju 2

is taken into account (line 3 on the Fig. 9), and the assumption is made of its later deformation owing to the hindrance of competent rocks of the Poljane-Vrhnika region, then the starting point of kinematic analysis becomes somewhat different. With the general direction of the footwall nappe plane of the Inner Dinarides 360/20±10 it is possible to reconstruct the Blegoš structure at the condition of northeastern dip of beds in the Poljane-Vrhnika region, which is identical with results of the first analysis, with the difference in the starting dip of beds that is somewhat higher, amounting to 45/8 to 45/28, or rounded 45/10-30 (Fig. 11).

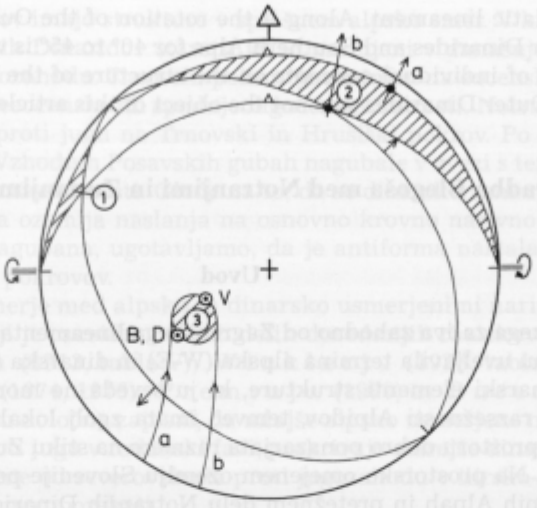


Fig. 11. Kinematic genesis of the Blegoš structure, 2nd variant. Legend as on figure 10

Sl. 11. Kinematska geneza strukture Blegoša, 2. varianta. Legenda na sliki 10

Discussion

The relationship between the Inner and the Outer Dinarides in the Blegoš area suggests the contact of two different nappe systems: (1) the south alpine system that comprises the Southern Alps and the Inner Dinarides west of the Ljubljana basin, and (2), the dinaric system that consists of the Outer Dinarides. Deformations in the alpine direction that occur in places in the dinaric system below the footwall nappe plane of the Inner Dinarides were formed owing to overthrusting from north towards the south. This signifies that the dinarically oriented structures are masked by the alpine directed structures, as witnessed by the actual structure of Blegoš and by W-E folds in incompetent clastic beds of the Trnovo nappe. The boundary between the alpine and the dinaric system of overthrusting is clear in the Ljubljana basin - Tolmin area. Less so in the west and east, where the dinaric nappe units are entirely permeated with the secondary alpine structures.

It follows from our conclusions that the footwall nappe plane of the Inner Dinarides in the Blegoš area represents the southern boundary of the south alpine nappes. This boundary has a deeper structural significance, since it does not involve local rotation of a smaller block of the Outer Dinarides with respect to the Inner Dinarides west of the Zagreb lineament, but the contact of two extensive units that had been originally most likely very far apart, the reasoning which is in hypothetical discussions of genesis of the Dinarides much too little considered. Here we deal with the contact zone whose geometry and genesis are not yet satisfactorily solved. The considered footwall nappe plane in the hinterland of the Triest Bay represents besides the footwall nappe plane of the Southern Alps the most important overthrust structure so-

uth of the Periadriatic lineament. Along it the rotation of the Outer Dinarides with respect to the Inner Dinarides and Southern Alps for 40° to 45° is well expressed.

The comparison of individual concepts on the structure of the boundary between the Inner and the Outer Dinarides was not the object of this article.

Zgradba Blegoša med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi

Uvod

V zaledju Tržaškega zaliva zahodno od Zagrebškega lineamenta sta se v geološkem strokovnem žargonu uveljavila termina alpska (W-E) in dinarska (NW-SE) smer oziroma alpski in dinarski elementi strukture, ki ju seveda ne moremo uporabljati v smislu planetarne razsežnosti Alpidov, temveč imata zgolj lokalni sporazumevalni pomen, saj na tem prostoru dobro ponazarjata razmere na stiku Zunanjih z Notranjimi Dinaridi (sl. 1). Na prostorsko omejenem ozemlju Slovenije potekajo strukture v alpski smeri v Južnih Alpah in pretežnem delu Notranjih Dinaridov, dinarsko smer pa imajo strukture v Zunanjih Dinaridih. Le v pasu ob Notranjih Dinaridih, predvsem tam, kjer grade Zunanje Dinaride mehkejše spodnjetriasne in paleozojske kamnine, so dinarsko usmerjene strukture ponekod maskirane z alpsko usmerjenimi. V tem prispevku nas zanima meja med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi v zahodni Sloveniji oziroma njene geometrijske in kinematske karakteristike, ki jih bomo opisali na primeru zgradbe Blegoša (1562 m) zahodno od Ljubljane (sl. 2) in pomen teh ugotovitev za študij geneze aktualne zgradbe Dinaridov. Prispevek Čarja v tem članku je kartografski, medtem ko je kinematska analiza Placerjevo delo.

Zgradba Blegoša

Okolica Blegoša je bila geološko kartirana večkrat, najprej v času avstro-ogrske monarhije v merilu 1:75000 (K o s s m a t, 1910), nato za Osnovno geološko karto Jugoslavije v merilu 1:100000 (G r a d & F e r j a n č i č, 1974, 1976; B u s e r, 1986, 1987a) in nazadnje podrobno v merilu 1:10000 v okviru raziskav na živo srebro, baker in uran (neobjavljena poročila Mlakarja, Placerja in Čarja), tako, da temeljijo predložena spoznanja o zgradbi tega območja na velikem številu faktografskih podatkov. To ozemlje sestavljajo tri enote, ki so vse zgrajene iz pokrovov (sl. 1, sl. 2). To so: **Južne Alpe** na severu iz mezozojskih kamnin Julijske karbonatne platforme, **Notranji Dinaridi** iz pelagičnih, triasnih, jurskih in krednih klastitov, laporja in ploščnatih apnencev Slovenskega bazena in njegove podlage ter **Zunanji Dinaridi,** ki jih na območju Blegoša sestavljata Trnovski in Hrušiški pokrov. Prvi je iz karbonskih in permskih klastitov ter bolj proti jugozahodu iz triasnih, jurskih in krednih karbonatov, drugi je iz triasnih karbonatov. Karbonatne kamnine Trnovskega in Hrušiškega pokrova sestavljajo robni del Dinarske karbonatne platforme. Hrušiški pokrov oblikuje na prikazanem ozemlju tektonsko polokno izpod Trnovskega pokrova, imenovano v geološko morfološkem smislu Poljansko-Vrhniško ozemlje, ki deli Trnovski pokrov na Idrijsko-Žirovsko ozemlje na jugozahodu in Škofjeloško-Polhograjsko ozemlje na severovzhodu. Notranji elementi strukture v Trnovskem in Hrušiškem pokrovu so izrazito dinarski, kar je značilno za smeri plasti in internih narivnih ploskev. V pokrovih

Notranjih Dinaridov imajo strukture v splošnem alpsko smer. V kinematskem smislu so pokrovi Zunanjih Dinaridov starejši in so narinjeni v današnjem smislu od severovzhoda proti jugozahodu. Trnovski pokrov je narinjen na eocenski fliš Vipavske doline, zato je zgornjeeocenske ali spodnjeoligocenske starosti. Notranji Dinaridi so narinjeni od severa proti jugu na Trnovski in Hrušiški pokrov. Po zgornjemiocenskih plasteh, ki so se v Vzhodnih Posavskih gubah nagubale v zvezi s tem narivanjem, so ti pokrovi postmiocenske starosti. Glede na to, da se dinarsko usmerjena antiforma Poljansko-Vrhniškega ozemlja naslanja na osnovno krovno narivno ploskev Notranjih Dinaridov, ki ni nagubana, ugotavljamo, da je antiforma nastala že pred oblikovanjem južnoalpskih pokrovov.

Generalno razmerje med alpsko in dinarsko usmerjenimi narivnimi strukturami v zahodni Sloveniji je razvidno v vseh delih dosedanjih raziskovalcev tega ozemlja pri Kossmatu (1913, tabla V), Winklerju (1923, tabla IV), Gradu in Ferjančiču (1974, 1976), Premruju (1980) in Buserju (1986, 1987a). Vendar je le Premru določno zapisal, da mlajše alpsko usmerjene narivne enote, narinjene od severa proti jugu v rodanski fazi, prekrivajo starejše dinarsko usmerjene narivne enote narinjene od severovzhoda proti jugozahodu v ilirsko-pirenejski fazi, čemur danes ne moremo oporekati.

V vseh krovnih enotah nastopa na območju Blegoša izrazita strukturna geometrijska anomalija, katere središče je karbonatni masiv Blegoša v skrajnem severozahodnem delu Poljansko-Vrhniškega ozemlja, torej tam, kjer se kompetentne karbonatne kamnine Hrušiškega pokrova izpod nekompetentnih kamnin Trnovskega pokrova dotikajo Notranjih Dinaridov.

Pri poimenovanju krovnih enot smo uporabili izraze, ki še niso splošno sprejeti, ker še ni enotnega mnenja o obsegu posameznih enot, razlika v pojmovanju pa pomeni običajno tudi drugačno poimenovanje. Kamnine Slovenskega bazena zahodno od Ljubljanske kotline so npr. po Winklerju (1923) Julijska zunanja cona, po Gradu in Ferjančiču (1976) Selška cona, po Premruju (1980) so vključene v Soriški in Selški nariv, po Buserju (1986) pa v Koblanski, Rutarski in Podmelški pokrov. Kot zanimivost naj navedemo, da za isto enoto predlagajo Krystyn in sodelavci (1994, 415) termin Tolminski pokrov. Krovne zgradbe Južnih Alp in Notranjih Dinaridov nismo razčlenjevali, ker v tem prispevku to ni potrebno. Trnovski pokrov razumemo v smislu Mlakarja (1969, Žirovsko-Trnovski pokrov), Grada in Ferjančiča (1974, 1976, Škofjeloško-Trnovski pokrov) in Placerja (1981, Trnovski pokrov); Hrušiški pokrov v smislu Placerja (1981).

Preden nadaljujemo z regionalnimi razglabljanji naj podrobneje opišemo strukturo Blegoša, ki je shematizirano podana na sl. 3. Litostratigrafija je podana na sl. 4. Sam masiv gore gradi obsežna Blegoška sinklinala (B), ki strmo tone proti jugozahodu. Ta se proti severu tik pod osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov previje v neznatnejšo Davško antiklinalo (D), proti jugu pa v Valovniško antiklinalo (V), ki se izravna v Poljansko-Vrhniško ozemlje z dinarsko usmerjenimi plastmi. Osi vseh treh gub so subparalelne, elementi vpada znašajo za Davško antiklinalo in Blegoško sinklinalo 235/50, za Valovniško antiklinalo 245/65. Blegoška sinklinala je iz več lusk, imenovanih blegoške luske, ki so nagubane skupaj s plastmi. Kot med narivno ploskvijo lusk in plastmi je neznaten in znaša 5°. Najnižja v skladovnici lusk je **luska 1** iz normalno ležečih plasti Psevdoziljske formacije srednjetriasne in cordevolske starosti v smislu Placerja in Kolar-Jurkovškove (1990). Sledi ji **luska 2** iz normalno ležečih srednjetriasnih piroklastitov iz spodnjega dela Psevdoziljske formacije, ki ležijo diskordantno na karbonsko-permskih klastitih in kamni-

nah Grödenske, Bellerophonske in Werfenske formacije. Nato sledijo **luska 3** iz normalno ležečih plasti Psevdoziljske formacije ter kamnin Rabeljske, Prehodne in Glavnodolomitne formacije, **luska 4** iz normalnih plasti zgornjega dela Rabeljske formacije in iz kamnin Prehodne, Glavnodolomitne in Dachsteinske formacije, na 4. lusko so narinjene **luska 5** iz plasti Psevdoziljske formacije in spodnjega dela Rabeljske formacije v normalni legi, nato **luska 6** iz enakih plasti v inverzni legi in končno **luska 7** iz Bellerophonske in Werfenske formacije ter diskordantno odloženih langobardskih piroklastitov spodnjega dela Psevdoziljske formacije v inverzni legi. Pas narinjenih kamnin v dnu Podmelškega pokrova grade kamnine Psevdoziljske in Amphiclinske formacije, kar kaže na širšo narivno cono, ki pa strukturno še ni razčlenjena. Notranja struktura lusk z normalno ležečimi plastmi je najlepše razvidna v luski 3, kjer je normalna meja med pisanim zgornjim delom Rabeljskih klastitov in prehodnimi plastmi v severnem krilu Blegoške sinklinale odrezana s krovninsko, v južnem krilu pa s talninsko narivno ploskvijo omenjene luske. Gre torej za lepo viden poševni rez znotraj Hrušiškega pokrova, ki je nastal v stadiju geneze krovne zgradbe Zunanjih Dinaridov. Izhodno formo za kinematski razvoj blegoških lusk je mogoče prikazati s poleglo gubo (sl. 5), kjer je nazorno razvidno zaporedje nastopajočih lusk in odnosov med luskami z normalno in inverzno lego plasti.

Druga značilnost strukture Blegoša je njena severovzhodna, vzhodna in jugovzhodna do južna in jugozahodna meja nasproti okolnim kamninam, ki kaže na ekstremni dvig vzhodnega dela masiva Blegoša (sl. 6). Dvig je razviden iz nagnjenosti osi gub proti jugozahodu, kar pomeni, da gre za rotacijo prvotno subhorizontalnih nagubanih plasti in lusk v strmo lego. Dvig vzhodnega dela Blegoša se je moral zgoditi ob že prej obstoječih subvertikalnih prelomih različnih smeri (sl. 2), ki so na sl. 3 označeni s posebno oznako. Gre torej za nasledstvene premike. Vzhodno od te meje se javljajo inverzno ležeče plasti Psevdoziljske formacije v diskordantnem odnosu s spodnjetriasnimi skladi, zaradi česar jih vzporejamo z enakimi plastmi luske 7 zahodno od vrha Blegoša. To lusko prekrivajo vzhodno od Blegoša karbonsko-permske plasti Trnovskega pokrova. Tektonsko okno nedaleč od tod dokazuje krovni značaj Trnovskega pokrova.

Nagubana zgradba Blegoša se nadaljuje proti jugozahodu tudi v Trnovskem pokrovu. V jedru Blegoške sinklinale je struktura Škofjega, v jedru Valovniške antiklinale pa tektonsko polokno iz kamnin Hrušiškega pokrova jugovzhodno od Škofjega ob Podplečici.

Geometrijska anomalija na območju Blegoša nastopa tudi v zgradbi Notranjih Dinaridov. Izražena je z odklonom njihove osnovne krovne narivne ploskve od smeri W-E v smer SW-NE in z vzporednim odklonom smeri plasti. Masiv Blegoša predstavlja potemtakem jedro kompetentnih kamnin Hrušiškega pokrova, obdano z nekompetentnimi kamninami Trnovskega pokrova in Notranjih Dinaridov.

V kinematskem smislu nas seveda zanima, kakšen mehanizem je ustvaril strukturo Blegoša. Za določitev izhodiščnih podatkov si nekoliko podrobneje oglejmo zgradbo Poljansko-Vrhniškega ozemlja (sl. 7), ki predstavlja antiklinalni svod iz kamnin Hrušiškega pokrova v smeri NW-SE, v katerem je antiklinalno usločena tudi narivna ploskev Trnovskega pokrova. Pokrov dokazujejo tektonske krpe karbonsko-permskih klastitov sredi antiklinalnega hrbta in tektonska polokna v dolinah prečno na antiklinalni hrbet, kjer se karbonati Hrušiškega pokrova zajedajo globoko pod klastite Trnovskega pokrova. V profilu C-D na osnovni geološki karti, list Kranj (G r a d & F e r j a n č i č, 1974), ki poteka prek Poljansko-Vrhniškega ozemlja, sicer ni narivnih ploskev, ki bi blago sekale plasti pod kotom okoli 5°, vendar te na Blegošu obstajajo, zato sklepamo, da niso povsod razvite ali pa niso bile kartirane. Plasti na Poljansko-

Vrhniškem ozemlju so sicer nagubane, vendar so v generalnem smislu subhorizontalne in vpadajo ponekod bolj, ponekod manj strmo proti jugozahodu v jugozahodnem krilu in proti severovzhodu v severovzhodnem krilu.

Geometrija alpskega in dinarskega sistema krovnih narivov je razvidna na sl. 8. Razmere v okolici Blegoša so varianta te sheme (sl. 9). Iz te je mogoče izpeljati sedanjo strukturo Blegoša. Izhodno strukturo torej predstavljajo: 1. smer in vpad osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov, 2. smer in vpad plasti na Poljansko-Vrhniškem ozemlju in 3. smer in vpad internih narivnih ploskev v tej enoti. Smer osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov je mogoče določiti po geološki karti, velikosti vpada pa se ne da izmeriti neposredno. Nasloniti se je treba na vpade krovnih narivnih ploskev v samih Notranjih Dinaridih, ki jih posreduje B u s e r (1987a) na geološki karti, lista Tolmin in Videm, in znašajo okoli 20°. Tako bi elementi vpada osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov in njegove variacije na območju Blegoša znašali 310/20±10. Povprečni vpad plasti in internih narivnih ploskev na Poljansko-Vrhniškem ozemlju lahko obravnavamo skupaj, saj je razlika med njima 5° za generalno analizo zanemarljiva. Vpadi plasti na osnovni geološki karti, list Kranj (G r a d & F e r j a n č i č, 1974) močno nihajo, zato smo pri analizi upoštevali vpade proti jugozahodu in severovzhodu do 30° in subhorizontalno lego.

Izhodišče za analizo geneze sedanje strukture Blegoša je podmena, da so se plasti in že formirane luske znotraj Hrušiškega pokrova zaradi narivanja Notranjih Dinaridov od severa proti jugu najprej nagubale in nato zasukale od severa proti jugu. Os obnarivnih gub je po teoriji presečnica med plastmi Poljansko-Vrhniškega ozemlja in osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov, sukanje nastalih gub pa se je zgodilo okoli osi v smeri W-E skladno z narivanjem Notranjih Dinaridov od severa proti jugu.

Glede na naštete variante vpadov plasti obstaja več variant možnih presečnic z osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov (sl. 10). Pri vpadu osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov 310/20±10 in pri variantah vpadov plasti (225/0-30, 45/0-30) dobimo dve polji presečnic, ki so hkrati možne smeri osi novonastalih gub (polji 1 in 2). Glede na to, da je današnja lega osi blegoških gub (V, B, D) nastala z rotacijo presečnic okoli osi W-E, je že na prvi pogled očitno, da presečnic v polju 1 ne moremo zarotirati v aktualno lego osi blegoških gub. To lahko opravimo le s segmentom polja 2, in sicer med trasama rotacije a in b, ki se dotikata zunanjih mej vplivnega polja osi blegoških gub V, B, D (polje 3). Iz oleate je razvidno, da je bil pri izbrani varianti vpada krovne narivne ploskve 310/20±10 vpad plasti na Poljansko-Vrhniškem ozemlju v začetni fazi narivanja Notranjih Dinaridov med 45/1 do 45/13 ali zaokroženo 45/0-15. Razlika med prvotno smerjo gub (polje 2) in sedanjo lego potrjuje navidezni dvig vzhodnega dela Blegoša, ki znaša po konstrukciji v profilu prek vrha Blegoša v smeri SW-NE (sl. 6) okoli 3000 m.

Poleg opisanega modela rekonstrukcije je treba omeniti še enega. Pri analizi na sl. 10 smo izhajali iz primarne anomalne lege osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov v smeri 220-40. Če pa upoštevamo generalno smer omenjene krovne narivne ploskve W-E (sl. 9) in postavimo, da se je le-ta deformirala pozneje zaradi ovire iz kompetentnih kamnin Poljansko-Vrhniškega ozemlja, je izhodišče kinematske analize nekoliko drugačno. Pri generalni smeri osnovne krovne narivne ploskve Notranjih Dinaridov 360/20±10 je mogoče rekonstruirati zgradbo Blegoša pri pogoju, da vpadajo plasti na Poljansko-Vrhniškem ozemlju proti severovzhodu, kar je identično z rezultati prve analize, le da je izhodiščni vpad plasti nekoliko večji in znaša 45/8 do 45/28 ali zaokroženo 45/10-30 (sl. 11).

Razprava

Odnos med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi na območju Blegoša kaže na stik dveh različnih krovnih sistemov: 1. južnoalpskega, ki zajema Južne Alpe in Notranje Dinaride zahodno od Ljubljanske kotline in 2. dinarskega, ki zajema Zunanje Dinaride. Deformacije v alpski smeri, ki nastopajo ponekod v dinarskem sistemu pod osnovno krovno narivno ploskvijo Notranjih Dinaridov, so nastale zaradi narivanja od severa proti jugu. To pomeni, da so dinarsko usmerjene strukture prekrite z alpsko usmerjenimi strukturami, na kar kažejo aktualna zgradba Blegoša in gube v smeri W-E v nekompetentnih klastičnih kamninah Trnovskega pokrova. Meja med alpskim in dinarskim sistemom narivanja je od Ljubljanske kotline do Tolmina jasna, medtem ko proti zahodu in vzhodu ni tako; tu so dinarske krovne enote povsem preparirane s sekundarnimi alpskimi strukturami.

Iz naših ugotovitev izhaja, da predstavlja osnovna krovna narivna ploskev Notranjih Dinaridov na območju Blegoša južno mejo južnoalpskih pokrovov, ki ima globlji strukturni pomen, saj ne gre za lokalno rotacijo manjšega bloka Zunanjih Dinaridov nasproti Notranjim Dinaridom zahodno od Zagrebškega lineamenta, temveč za stik dveh obsežnih enot, ki sta bili prvotno po vsej verjetnosti daleč narazen, kar je v genezi Dinaridov v dosedanjih hipotetičnih razglabljanjih premalo prisotno. Gre za stično cono, ki geometrijsko in genetsko še ni zadovoljivo rešena. Obravnavana krovna narivna ploskev v zaledju Tržaškega zaliva predstavlja poleg osnovne krovne narivne ploskve Južnih Alp najpomembnejšo narivno strukturo južno od Periadriatskega lineamenta. Ob njej je jasno izražena rotacija Zunanjih Dinaridov nasproti Notranjim Dinaridom in Južnim Alpam za 30° do 45°.

Primerjava posameznih idej o zgradbi meje med Notranjimi in Zunanjimi Dinaridi ni predmet tega prispevka.

References

Buser, S. 1986: Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine), Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd, pp. 103.

Buser, S. 1987a: Osnovna geološka karta SFRJ, Lista Tolmin in Videm (Udine) 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1987b: Development of the Dinaric and the Julian Carbonate Platforms and of the Intermediate Slovenian Basin (NW Yugoslavia). - Mem. Soc. Geol. It. *40*, 313-320.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ, List Kranj, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976: Tolmač lista Kranj, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd, pp. 70.

Kazmer, M. & Kovacs, S. 1989: Triassic and Jurassic oceanic/paraoceanic belts in the Carpathian-Pannonian Region and its surroundings. Tectonic Evolution of the Tethyan Region, NATO ASI Series, Springer - Verlag, 77-92.

Kossmat, F. 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack und Idria. - Geol. Ra., Wien, pp. 101.

Kossmat, F. 1913: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. - Mitt. Geol. Ges. *6*, 61-165, Wien.

Krystyn, L., Lein, R., Schlaf, J. & Bauer, F. 1994: Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. - Jubiläumschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Öster. - Ung. *2*, 409-416, Wien.

Mlakar, I. 1969: Krovna zgradba Idrijsko-Žirovskega ozemlja. - Geologija *12*, 5-72, Ljubljana.

Placer, L. 1981: Tektonska zgradba jugozahodne Slovenije. - Geologija *24*, 27-60, Ljubljana.

Placer, L. & Kolar-Jurkovšek, T. 1990: O starosti psevdoziljskih skladov v vzhodnih Posavskih gubah. - Rud.-met. zbornik *37/4*, Ljubljana.

Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. - Geologija *23/2*, 226-273, Ljubljana.

Ravnik, D., Rajver, D., Poljak, M. & Živčić, M. 1995: Overview of the geothermal field of Slovenia in the area between the Alps, the Dinarides and the Pannonian basin. - Tectonophysics *250*, 135-149.

Winkler, A. 1923: Ueber den Bau der östlichen Südalpen. - Mitt. Geol. Ges. *16*, 1-272, Wien.

GEOLOGIJA *40*, 325–331 (1997), Ljubljana 1998

Paleomagnetic, Tectonic and Stratigraphic Correlation of Tertiary Formations in Slovenia and Hungary along the Periadriatic and Mid-Hungarian Tectonic Zone (Preliminary Communication)

Paleomagnetska, tektonska in stratigrafska korelacija terciarja vzdolž periadriatske cone v Sloveniji in srednjemadžarske tektonske cone (Predhodno obvestilo)

Bogomir Jelen[1], *Emö Márton*[2], *László Fodor*[3], *Mária Báldi*[4], *Jože Čar*[5], *Helena Rifelj*[1], *Dragomir Skaberne*[1] & *Marko Vrabec*[5]

[1]Institute for Geology, Geotechnics and Geophysics, Dimičeva 14, 1109 Ljubljana, Slovenia
[2]Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Columbus u. 17-23, 1145 Budapest, Hungary
[3]Department of Applied and Environmental Geology, Eötvös Loránd University, Múzeum krt. 4/A, 1088 Budapest, Hungary
[4]Rákóczi u. 42, 2096 üröm, Hungary
[5]Geological Department, Faculty of Natural Sciences and Engineering, University of Ljubljana Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenia

Key words: Paleomagnetism, structural geology, tectonics, stratigraphy, Tertiary, Slovenia, Hungary
Ključne besede: paleomagnetizem, strukturna geologija, tektonika, stratigrafija, terciar, Slovenija, Madžarska

Introduction

A project with the above title was conducted from 1995-1996 as a part of the Slovenian-Hungarian intergovernmental science and technology cooperation program under the No. 21/95. Although the thorough reporting of results will be published soon, we provide here a preliminary account of our activities and preliminary results.

Preliminary Communication

The understanding of the stratigraphy of the Tertiary in Eastern Slovenia was improved with the application of a tectonostratigraphic model (J e l e n et al., 1992). Stratigraphic research showed that the Donat tectonic zone is a contact between two tectonostratigraphic units, and that the role of the zone is equivalent to the role of the Buda line in Hungary (J e l e n et al., 1992). This new aspects of the correlation

of the Tertiary formations within the Periadriatic zone, the mid-Hungarian tectonic zone, and the adjacent areas, are important from the viewpoint of the continental escape tectonics along the Periadriatic zone, and mid-Hungarian zone (J e l e n, 1994) because of the collision of the European and African tectonic plates (K á z m é r, 1984; K á z m é r & K o v á c s, 1985). In the escape process the units of the Carpatho-Pannonian area must have moved eastward. Thus, the formerly uniform Paleogene basin may be found today in two pieces, the northern part in Hungary and southern Slovakia, and the southern part in Slovenia (C s o n t o s et al., 1992). The dextral separation of these pieces was estimated by K á z m é r (1984) to be 450-500 km and by T a r i (1994) to be 350-550 km.

Since the first application of the escape theory to the Alpine-Carpathian-Pannonian region in the last decade, many studies have dealt with different aspects of it. However, the problem is very complex, and several questions have remained unanswered. Our project concentrated on the following aspects of this problem:

1. Direct stratigraphic comparison (not using information from the literature only) of the Slovenian and the Hungarian Paleogene basins.

2. The study of the manner and timing of the tectonic movements in the "source" area of the displaced continental slivers in N Slovenia.

For these purposes, paleomagnetic method was applied for the first time in the Tertiary of Eastern Slovenia, along with microtectonic measurements and analysis which revealed the orientation of paleostress axes, enabled the separation of different stress regimes and their timing, and constrained the kinematics of movements along faults.

For direct stratigraphical comparison, the Slovenian team with the guidance of the Hungarian party made two field trips to Hungary and examined the following Tertiary formations (middle Eocene through Karpatian): Darvastó Formation, Szöc Formation, Padrag Formation, Dorog Formation, Szépvölgy Formation, Piszke Formation, Buda Formation, Tard Formation, lower part of Kiscell Formation, Iharkut Formation, Mány Formation, Csatka Formation, Eger Formation, Szécsény Formation, Pétervására and Budafok Formation, Gyulakeszi rhyolite tuff horizons, Garáb Formation and Egyházasgerge Formation. Micropaleontologic samples were taken for the biostratigraphic correlation. Nannoplankton biostratigraphy and biochronology of the Slovenian sections was established by M. Báldi. Lithostratigraphy, foraminiferal biostratigraphy and biochronology and stratigraphic correlation were performed at the Institute for Geology, Geotechnics and Geophysics, Ljubljana.

The stratigraphic correlation gave important results. Stratigraphic equivalents of the Szépvölgy Limestone, Buda Marl and Tard Clay and sedimentary transition from Eocene beds into Oligocene beds have been found for the first time in Slovenia. Biostratigraphic analysis revealed nannoplankton biochronozone NP 21 and planktonic foraminifera biochronozone ?P17/P18 (uppermost Priabonian) for the Slovenian equivalent of the Szépvölgy Limestone, nannoplankton biochronozone NP 21 and planktonic foraminifera biochronozone P18 (uppermost Priabonian and lowermost Rupelian) for the Slovenian equivalent of the Buda Marl, and nannoplankton biochronozones from NP 21 through the lower part of NP 23 and planktonic foraminifera biochronozones from P18 through aproximately P19 (lower Rupelian) for the Slovenian equivalent of the Tard Clay. These stratigraphic units which were found from Luče area (upper Savinja valley) in the west to Rogaška Slatina area in the east characterize a tectonostratigraphic unit bounded by Donat tectonic zone (in sensu J e l e n et al., 1992) and Celje fault (in sensu B u s e r, 1979).

Structural measurment were carried out by a joint Hungarian-Slovenian team at 90 localities in Slovenia along the eastern terminantion of the Periadriatic zone and in the surrounding areas. The measured data were analysed and different deformation phases were separated. Paleostress calculations were carried out for sites where permitted by the data sets (the presence of slickensided fault planes). Tectonic and structural analyses and interpretations were made at the Department of Applied and Environmental Geology of Eötvös Loránd University and at the Department of Geology, University of Ljubljana.

Our analysis demonstrates repeated, progressive dextral transpression of the study area within and in-between the large shear zones of Periadriatic-Šoštanj and Sava-Celje faults. The brittle deformation is characterized by NW-SE to N-S compression and perpendicular tension. The penetrative strike-slip faulting was accompanied with folding and verticalization of beds (as in the Donat tectonic zone). Between the shear zones, in a rather rigid Savinja block, sinistral transpression occured in the west (Smrekovec area), and dextral transtension in the east due to the accompanying mechanisms of deformation. These observations indicate a modified tectonic model of relatively rigid domino blocks rotating clockwise between the two dextral strike-slip zones.

Dextral transpresion started in Early Miocene and occured in several more intensive periods until the recent time.

Detailed study of the young transtensional activity and the relative timing of tectonic events was made in the Velenje basin area with use of the subsurface data.

The paleomagnetic studies involved drilling and orienting of paleomagnetic samples in the field by a Hungarian-Slovenian team. So far 69 localities (577 samples) were measured, demagnetized in several steps and finally evaluated from paleomagnetic point of view in the Paleomagnetic Laboratory of Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary. About half of the samples were collected and processed before the start of the present project, but the conclusions we make here are based on all observations.

The main results of the paleomagnetic studies are the following:

1. A relatively large area (with Eastern Alpine basement) north of the Periadriatic lineament and the Ljutomer fault is characterised by 30-40° uniform counterclockwise rotation. The age of the rotation is post-Badenian, not yet constrained more precisely. This area must have moved as a single microplate.

2. In the area with Dinaric basement, south of the Sava-Celje fault system, data from the Tertiary show very moderate (up to 20°) clockwise rotation.

3. The zone between the above described rotated blocks is a complex shear zone, characterised mostly by large (60-140°) clockwise rotations. The distribution of the paleomagnetic declinations in time indicates that the rotations occured in at least two tectonic phases, the first taking place in late Karpatian (about 16.5 Ma) and the second in post-Pontian (younger than 6 Ma) time.

4. In certain places, counterclockwise rotated or apparently non-rotated localities are found. This might be explained by the complex internal structure of the shear zones themselves which are right-lateral, yet allow counterclockwise rotation between a pair of secondary sinistral shear zones.

The orientation of stress axes, the presence and amount of tectonic rotation of the blocks, the chronology of deformation, and the resulting fault patterns were compared to similar data from central, north-eastern and southern Hungary. Our research confirmed the earlier suggestions that the Slovenian and the north-eastern Hungarian Paleogene basin segments must have formed a single uniform basin. Contrary to

the current opinion, our results imply that the Slovenian part of the Paleogene basin is not a homogeneous unit, but rather an assemblage of tectonic slices that originated in different Paleogene basins. The Early Miocene dextral slip along the Periadriatic fault system and the shear zone of Slovenia continued into the mid-Hungarian zone between the Lake Balaton and the Mecsek area.

The results of this project are important for the future geodynamic interpretations and reconstructions of the Alpine-Dinaric-Carpathian-Pannonian region. The stress field evolution of the study area, the young rotations indicated by paleomagnetic measurements, the chronology of intesive tectonic periods and related faulting, especially the indications for the Quaternary to Recent activity, are meaningful for the regional seismic risk evaluation. The structural correlation with the Hungarian side of the study area, where hydrocarbon resources are present, gives new insights for the hydrocarbon exploration in Slovenia.

Our studies answered several questions concerning the stratigraphic and tectonic evolution of the Alpine-Carpatho-Pannonian area. At the same time, they suggest new fields of investigation especially in constraining the timing of the young movements, exact reconstruction of the formerly Paleogene basin and diagenesis.

Acknowledgement

The authors are grateful to the Ministry of Science and Technology of Slovenia, to the Hungarian National Committee for Technological Development, to OTKA (Hungarian National Science Foundation) research grants (number T 017008 and F 014186), and to Dr. B. Ogorelec, Head of the Department of Petrology and Paleontology of the Institute for Geology, Geotechnics and Geophysics in Ljubljana, for making this research possible.

Paleomagnetska, tektonska in stratigrafska korelacija terciarja vzdolž periadriatske cone v Sloveniji in srednjemadžarske tektonske cone

Uvod

V letih 1995-1996 je v okviru slovensko-madžarskega medvladnega programa o znanstveno-tehnološkem sodelovanju tekel projekt št. 21/95 z zgornjim naslovom. Čeprav bodo objave kmalu tiskane, želimo predhodno poročati o projektu in njegovih rezultatih.

Predhodno obvestilo

Razumevanje stratigrafske zgradbe terciarja vzhodne Slovenije se je popolnoma spremenilo s postavitvijo tektonostratigrafskega modela (J e l e n et al., 1992).

Novi vidik smo vzeli za ključnega pri potrjevanju hipoteze o bočnem iztisnjenju dela kontinentalne skorje v vzhodnih Alpah (zasilni prevod angleškega izraza lateral extrusion ali tudi continental escape) (J e l e n, 1994), ki sta jo postavila K á z m é r (1984) in K á z m é r in K o v á c s (1985). V okviru hipoteze sta domnevala o 450-500

km dolgem desnem zmiku ob periadriatskem lineamentu in balatonski liniji; še nekoliko daljšega, 350-550 km, pa T a r i (1994). C s o n t o s s sodelavci (1992) so zatem domnevali o razmaknitvi prvotno enotnega paleogenskega bazena na slovenski paleogenski bazen (SPB) in madžarski paleogenski bazen (MPB). Čeprav so se od postavitve hipoteze o bočnem iztisnjenju v E Alpah mnoge raziskave ukvarjale s številnimi problemi iztisnjenja, zaradi zapletenosti še vedno niso pojasnjeni vsi njegovi vidiki.

S projektom smo se lotili naslednjih dveh vidikov:

1. neposredne stratigrafske korelacije SPB in MPB,
2. načina in časovnega poteka tektonskih premikanj v severni in vzhodni Sloveniji, ki je po C s o n t o s u s sodelavci (1992) izhodišče pobega.

Da bi dobili kriterije za presojanje, smo si v MPB ogledali razvoje terciarnih formacij od srednjega eocena do karpatija: formacijo Darvastó, formacijo Szöc, formacijo Padrag, formacijo Dorog, formacijo Szépvölgy, formaciji Piszka in Buda, formacijo Tard, spodnji del formacije Kiscell, formacije Szécsény, Pétervására in Budafok, spodnjemiocenske Gyulakesci horizonte riolitnih tufov in formaciji Gáráb ter Egyházasgerge in vzeli mikropaleontološke vzorce za biostratigrafsko korelacijo. Na novo smo morali raziskati stratigrafsko zgradbo v tektonostratigrafski enoti SPB med donačko tektonsko cono (v smislu J e l e n et al., 1992) in celjskim prelomom (v smislu B u s e r j a, 1979). V periadriatski coni in v podaljšku srednjemadžarske tektonske cone v Slovenijo ter južno in severno od njiju smo izvedli mikrotektonske meritve in strukturno analizo ter opravili paleomagnetske meritve zasukov tektonskih blokov. Sledili so korelacijski postopki. Paleomagnetske meritve in interpretacije so bile opravljene v Paleomagnetskem laboratoriju Geofizikalnega inštituta Eötvös Loránd v Budimpešti, tektonska in strukturna analiza ter interpretacije pa na Oddelku za uporabno geologijo in okolje budipeštanske univerze Eötvös Loránd in na Oddelku za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete v Ljubljani. Nanoplanktonsko biostratigrafijo in biokronologijo je za slovenske razvoje razvrstila dr. M. Baldi. Na Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko v Ljubljani pa smo prispevali litostratigrafijo, foraminiferno biostratigrafijo z biokronologijo in stratigrafsko korelacijo.

Stratigrafska raziskava je dala pomembne kriterije za presojanje. Prvič smo v Sloveniji ugotovili sedimentacijski prehod iz eocenskih v oligocenske plasti in da so karbonatni in siliciklastični razvoji med donačko prelomno cono in celjskim prelomom stratigrafski ekvivalenti razvojem v MPB: Szépvölgy apnencem, Buda laporjem in Tard glinam. Karbonatni razvoj, ekvivaleten Szépvölgy apnencem, pripada nanoplanktonski biokronoconi NP21 oziroma planktonski foraminiferni biokronoconi ?P17/P18 (najvišji priabonij). Razvoj, ekvivalenten Buda laporjem, pripada biokronoconi NP 21 oziroma P18 (najvišji priabonij in najnižji rupelij). Razvoj, ekvivalenten Tard glinam, pripada biokronoconam od NP 21 do spodnjega dela NP 23 oziroma od P18 do približno P19 (spodnji rupelij). Dosedanji raziskovalci so tem ekvivalentom, ki so bili ugotovljeni od Luč v zgornji Savinjski dolini do Rogaške Slatine, določali drugačne starosti.

Mikrotektonske meritve smo opravili na 90 golicah. Rezultat terenskih meritev, določitev smeri glavnih napetosti in tektonske analize ter reinterpretacije listov osnovne geološke karte Slovenije 1:100 000 je nova strukturna karta severne in vzhodne Slovenije. Ugotovljeni so bili različni tipi in časovna obdobja deformiranja. V območju velenjskega bazena smo z analizo podpovršinskih podatkov podrobno preučili mlado transtenzijsko aktivnost in relativno kronologijo tektonskih dogodkov.

Desna progresivna transpresija, ki se je začela v spodnjem miocenu, traja z izrazitejšimi obdobji do danes. Izraža se v dveh močnih strižnih conah: (1) med periadriat-

skim lineamentom in šoštanjskim prelomom in (2) ob savsko-celjskem prelomu. Vmes je relativno togi savinjski blok, na zahodu deformiran s transpresijskimi in na vzhodu s transtenzijskimi razmerami. Penetrativne zmike je spremljalo gubanje in vertikalizacija plasti (npr. v Donački prelomni coni). Disjunktivne tektonske deformacije so posledica tlačnih napetosti v smereh NW-SE do N-S in nateznih napetosti pravokotno na smer tlačnih napetosti.

Za paleomagnetsko raziskavo zasukov tektonskih blokov smo na 69 lokacijah vzeli 577 orientiranih jeder. Približno polovica vzorcev je bila odvzeta, merjena in interpretirana že pred začetkom projekta.

Glavni rezultati paleomagnetske raziskave so naslednji:

1. Severno od periadriatskega lineamenta in ljutomerskega preloma, kjer so v podlagi terciarja kamenine vzhodnoalpskega razvoja, neogenske sedimentne kamenine enotno izkazujejo rotacijo za 30-40° v nasprotni smeri urinega kazalca. Zasuk se je zgodil po badeniju in še ni natančneje datiran. Območje se je sukalo kot mikroplošča.

2. Južno od savskega in celjskega preloma, kjer leži terciar na dinaridih, so ugotovljeni zasuki do 20° v smeri urinega kazalca.

3. Med blokoma z vzhodnoalpsko in dinarsko podlago je zapleteno zgrajena prevladujoče desno zmična strižna cona z velikimi zasuki (60-140°) v smeri urinega kazalca. Porazdelitev paleomagnetskih deklinacij v času kaže na vsaj dve tektonski fazi kot povzročiteljici zasukov. Prva se je dogodila v poznem karpatiju pred ≈16,5 milijonov let in druga po pontiju pred manj kot 6 milijonov let.

4. Znotraj strižne cone so ugotovljeni tudi zasuki v nasprotni smeri od urinega kazalca in ničelne rotacije. Razlagamo si jih s podrejenimi deformacijami v desnozmičnih strižnih conah, ko med dvema sekundarnima levostrižnima conama pride do zasuka v nasprotni smeri urinega kazalca.

Tektonska, paleomagnetska in stratigrafska korelacija je pokazala, da se slovenska strižna cona nadaljuje v srednjemadžarsko tektonsko (strižno) cono med Balatonskim jezerom in Mecsekom in da SPB leži južno od strižne cone, MPB, ki je bil z desnim zmikom premeščen daleč na vzhod, pa severno od strižne cone. Menimo, da je projektna raziskava potrdila hipotezi K á z m é r j a (1984), K á z m é r j á in K o v á c s a (1985) in C s o n t o s a s sodelavci (1992). V nasprotju s prejšnjimi raziskavami smo ugotovili, da SPB ni homogena enota, temveč je sestavljena iz tektonskih fragmentov, ki izhajajo iz različnih paleogenskih bazenov.

Rezultati projekta so pomembni za bodoče geodinamske interpretacije in rekonstrukcije Alpske-Dinarske-Karpatske-Panonske regije. Evolucija napetostnega polja, mladi zasuki tektonskih blokov in dodanašnje tektonske aktivnosti bodo zelo pomembni za oceno seizmične tveganosti. Nekatere raziskovane strukture so na Madžarskem nosilke fosilnih ogljikovodikov, zato bodo lahko rezultati strukturne korelacije v pomoč bodočemu iskanju nafte in plina v Sloveniji.

S projektom smo odgovorili na več vprašanj povezanih z bočnim iztisnjenjem kontinentalne skorje v vzhodnih Alpah. Hkrati pa so se postavila nova vprašanja, kot npr.: datiranje mladih tektonskih premikov, rekonstrukcija prvotnega bazena in potek diageneze bazenskih sedimentov.

Zahvala

Raziskavo so omogočili Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije in Nacionalni komite za tehnološki razvoj Republike Madžarske s slovensko-madžarskim medvladnim projektom št. 21/95, Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije s projektoma št. J1-7018-0215 in J1-7017-0215 iz nacionalnega raziskovalnega programa, OTKA (Hungarian National Science Foundation) s projektoma št. T017008 in F014186 in vodja Oddelka za petrologijo in paleontologijo na Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko dr. B. Ogorelec, za kar se jim avtorji iskreno zahvaljujemo.

References

Buser, S. 1979: Tolmač lista Celje (Geology of Sheet Celje). - Zvezni geološki zavod, 72 pp., Beograd.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kovác, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. - Tectonophysics, *208*, 221-241, Amsterdam.

Jelen, B. 1994: Koncepti nove znanstvene paradigme za stratigrafsko paleontologijo. - Glasnik slovenske matice, *18*, 1-2, 18-29, Ljubljana.

Jelen, B., Aničić, B., Brezigar, A., Buser, S., Cimerman, F., Drobne, K., Monostori, M., Kedves, M., Pavšič, J. & Skaberne, D. 1992: Model of positional relationships for Upper Paleogene and Miocene strata in Slovenia. Interdisciplinary conference on the Miocene with emphasis on the Umbria-Marche sequence, Ancona, 11-15 November. - Abstracts and field trips, 71-72, Ancona.

Kázmér, M. 1984: Continental escape of the Bakony - Drauzug Unit in the Paleogene. - General Geological Review, *20*, 53-101, Budapest.

Kázmér, M. & Kovács, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament System: evidence for continental escape of the Bakony - Drauzug Unit. - Acta Geol. Hung., *28*, 1/2, 71-84, Budapest.

Tari, G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian basin. - Unpubl. PhD Thesis, Rice University, Houston, 501 pp. Texas.

G e r t M i c h e l: **Mineral- und Thermalwässer,** Allgemeine Balneogeologie, Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 1997. Obseg: XII, 398 strani, 104 slike in 72 tabel.

Knjiga je izšla v zbirki učbenikov hidrogeologije kot 7. zvezek (Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 7). Urednik te zbirke je prof. dr. Matthess z Geološko-paleontološkega inštituta Univerze v Kielu (Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel).

Mineralne in termalne vode so podzemne vode s posebnimi kemijskimi in fizikalnimi lastnostmi. Poznane so bile že pračloveku. Znanstvena geologija pa se je z njimi pričela ukvarjati šele pred manj kakor sto leti. V tej knjigi je avtor obdelal vse njihove aspekte od definicij do pravnih pogledov. Sam avtor pravi, da je njegovo delo nadaljevanje in razširitev leta 1975 objavljene monografije Walterja Carleja o mineralnih in termalnih vodah Srednje Evrope. Namenjena je strokovnjakom vseh področij, ki se ukvarjajo z mineralnimi oziroma termalnimi vodami - od hidrogeologov, rudarjev, kemikov, biologov do različnih terapevtov, pravnikov in poslovodnih struktur v zdraviliščih in polnilnicah mineralnih vod.

Knjiga ima devet poglavij, izredno obsežen del s citirano literaturo in registre pojmov, oseb in krajev.

V prvem poglavju avtor na kratko in zgoščeno opisuje zgodovino balneologije in balneogeologije. Evropska kultura uživanja mineralnih vod in njihove uporabe v balneološke namene sega že v antiko. Stari Grki so uvedli kulturo kopanja tako v vsakdanje življenje kakor tudi v religiozne obrede. Rimljani so jo izpopolnili in razširili po vsem svojem takratnem imperiju. Poznali niso le kopalnih kur, ampak tudi pitne, kar dokazujejo najdbe vrčev za pitje. V Srednji Evropi je najstarejše poznano zajetje termalne vode v St. Moritzu. Mauritiusov izvir (Mauritiusquelle) je bil zajet že v bronasti dobi, pred več kot 3000 leti. V srednjem veku je bila balneologija praktično popolnoma pozabljena. Šele konec srednjega veka se je ponovno obudilo zanimanje za opuščene izvire termalnih vod. Od takrat se zanimanje za mineralne in termalne vode povečuje. Popularnost zdravilišč se je nekoliko zmanjšala po I. svetovni vojni z razvojem obmorskega turizma. V zadnjih desetletjih pa so obstoječa zdravilišča dobila ponovni zagon, nastalo jih je tudi mnogo novih. V Srednji Evropi so postala pomembna turistična gospodarska panoga.

V drugem poglavju predstavlja avtor osnovne pojme, definicije in nomenklaturo. Sodobna nemška balneologija temelji na leta 1907 izdani knjigi o nemških zdraviliščih (Deutsches Bäderbuch). V njej sta avtorja E. Hinitz in L. Grünhut razmejila mineralne in termalne vode s 1000 mg/kg raztopljenih trdnih snovi in temperaturno mejo 20°C. Ti dve omejitvi so kasneje privzele skoraj vse države Srednje Evrope in sta praktično še vedno veljavni. V Nauheimerskih sklepih iz leta 1911, ki sledijo nemški knjigi o zdraviliščih, pa so postavljene definicije in mejne vrednosti za mineralno vo-

do kot zdravilno. Načela teh zaključkov so prav tako veljavna še danes. Tako ločijo v Nemčiji lokalne naravne zdravilne vode, lokalne naravne zdravilne vode, lokalne naravne zdravilne pline in naravne mineralne vode. Sedaj je v Nemčiji razen naravnih mineralnih vod mogoče polniti in distribuirati še izvirsko vodo in namizno vodo (vodo, kateri so lahko dodane nekatere snovi, kakor npr. morska voda, posamezne mineralne snovi ali plin CO_2). Poglavje se končuje s stanjem v drugih državah: Avstriji, Poljski in Španiji.

Tretje poglavje obravnava v vodi raztopljene snovi, fizikalne lastnosti raztopine in organizme. Zajeti so praktično vsi elementi, vključno s slednimi in radioaktivnimi, pa tudi plinaste faze. Organizme v vodi loči na fosilne in recentne. Glavne sestavine mineralnih vod so tudi najvažnejši deli človekovih telesnih tekočin in celic, ki imajo tudi značilno in konstantno količino elektrolitov. Od kationov so to predvsem natrij, kalij, magnezij in kalcij, od anionov pa klorid, hidrogenkarbonat, fosfat, sulfat, organske kisline in proteinat. Zdravilne vode se po kemizmu delijo v tri glavne skupine: kloridne, hidrogenkarbonatne in sulfatne. Sledne prvine so zastopane v zelo majhnih količinah, vendar so mnogokrat pomembne. Lahko so zaželene ali pa moteče. Nekatere so v večjih količinah celo toksične, kot npr. arzen, berilij, kadmij, živo srebro ali svinec. V tem poglavju je omenjena tudi mineralna voda Radenska kot izredno bogata s cinkom. Med plinastimi primesmi so nekatere celo radioaktivne, kakor npr. radon. Radon je plin, ki se topi v vodi in v maščobah. Ob razpadu oddaja α-žarke, razpolovna doba pa znaša 3,82 dneva. Zaradi kratke razpolovne dobe in svoje sposobnosti, da se topi v maščobah, je zaželen pri t.i. tretmajih pomlajevanja celic, saj v zelo kratkem času prodre prek dihalnih organov in krvnega sistema do vseh organov oziroma celic. Če je v vodi prisoten plin, je skoraj vedno primešan tudi plin CO_2, ki v primernih količinah pivca osveži. V termalnih vodah sta prav tako kakor v običajni podtalnici zastopani tudi specifična flora in favna. Na osnovi termalnih življenjskih možnosti tudi ločimo štiri tipe izvirov.

Četrto poglavje obravnava avtor v nasprotnem vrstnem redu. Regionalno razširjenost mineralnih in termalnih vod poda najprej na kratko za vso Zemljo, nato pa še posebej za Nemčijo. V tem poglavju je Slovenija tudi prvič omenjena.

Najobširnejše je peto poglavje, ki obravnava genezo mineralnih in termalnih vod. Celotno poglavje je zelo dobro obdelano in dobro razumljivo tudi za laika. Že Plinius (23-79 po n. št.) je spoznal, da je voda sestavljena tako kakor podzemlje, po katerem se pretaka. To spoznanje, da zemljina skorja, skoz katero se pretaka voda, pogojuje njeno mineralno sestavo, je danes popolnoma jasno in zato je geneza mineralnih in termalnih vod v celoti odvisna od geneze zemljine skorje, stare do 500 milijonov let. Ob nastajanju vode in njenega obnavljanja sta pri pestrosti različnih komponent zanimiva predvsem izvor različnih raztopljenih snovi in primarna temperatura. Primarna geneza zajema tako magmatske kakor globoke geotermalne sisteme in kislice. Magmatske termalne vode lahko raztapljajo mineralne snovi iz globočnin ali predornin. Globoki geotermalni sistemi so lahko vezani na sinklinalne strukture, globoke prelomnice ali sisteme sedimentacijskih bazenov. Med kislice štejemo tiste mineralne vode, ki imajo naravno raztopljenega več kot 1000 mg/l ogljikovega dioksida. Izvor le-tega je lahko anorganski (vulkanski, neposredno iz plašča, metamorfni iz karbonatov, kemijski iz karbonatov) ali organski (razpad organske snovi ali oksidacija ogljikovodikov in presnova rastlinskih ostankov v premog). Kot sekundarno genezo avtor obravnava kloridne in sulfatne vode ter kot terciarno vode, bogate z žveplom.

Šesto poglavje obravnava kvantitativne aspekte nastanka mineralnih vod. Razloženi so različni podzemni hidravljični sistemi in izdatnosti.

Metode raziskav so podane v sedmem poglavju. Obravnavane so številne metode - od prospekcije do detajlnih analiz stabilnih in radioaktivnih izotopov. Geološke metode so osnova vsake prospekcije. Geolog mora čimbolje določiti obliko, lego in litološko sestavo geotermalnega vodonosnika in prikamnine. Skupaj z določitvijo temperature v posameznih delih vodonosnika in tektonsko zgradbo, ki lahko dovoljuje dotok termalnih vod in predvsem plinov iz globljih delov, mineralog lahko predvidi tip mineralne oziroma termalne vode. Kolikor so razmere dovolj dobro poznane, lahko mineralog določi tudi dele ležišča s specifično mineralno sestavo, oziroma količino raztopljenih plinov v vodi. Pri kvalitetnih raziskavah sta odločilnega pomena kvalitetni odvzem vzorcev in kvalitetna analitika. Kontroliramo ju lahko s ponovitvami analiz na enak način odvzetih vzorcev. V zadnjih štiridesetih letih so se razvile zelo kvalitetne izotopske-hidrološke metode, ki zelo dobro nadgrajujejo klasično analitiko. Danes si kvalitetnih raziskav brez njih ne moremo več zamisliti.

V osmem poglavju so obdelane tehnike odkrivanja in zajemanja termalnih in mineralnih vod. Poglavje je zanimivo predvsem za tehnične stroke. Da bi naravne izvire ljudje lažje izkoriščali, so jih morali zajeti. Najprej so to bili leseni hlodi, s katerimi so izvire obdali in jih iz zunanje strani utrdili, da so bili dostopnejši. Kasneje so se tehnike izpopolnjevale vse do kopanih vodnjakov, šahtov in vrtanih vrtin. Vrtanje je v Evropi poznano že okoli 200, na Kitajskem pa preko 2000 let. Z vrtinami zajamemo izvire (dotoke) termalnih in mineralnih vod v večji globini in zato so te vode toplejše in niso mešane s plitvo podtalnico. Zato so tudi umetno zajete termalne in mineralne vode lahko imenovane "zdravilni vrelci". V vrtine se lahko vgrajujejo kovinske ali nekovinske cevi, kar je odvisno predvsem od kemijskih in fizikalnih lastnosti zajete vode. Termalne in mineralne vode so običajno agresivne, mineralne pa praviloma zaradi znižanja tlaka in temperature izločajo raztopljene mineralne snovi, kar lahko bistveno otežkoča izrabo teh vod.

Zadnje poglavje obravnava pravne in gospodarske vidike izkoriščanja termalnih in mineralnih vod. Poglavje je posebno zanimivo za naše razmere v Sloveniji, ko se pripravljamo na vstop v Evropsko unijo in ji prilagajamo našo zakonodajo. Zdravilne vode in zdravilni plini so vode oziroma plini, ki izvirajo iz zemlje, oziroma so umetno zajeti in so na osnovi svoje kemijske sestave in fizikalnih lastnosti ali na osnovi dolgoletnih balneoloških izkušenj primerne za terapevtske namene. Kemijska sestava in fizikalne lastnosti vsaki zdravilni vodi oziroma zdravilnemu plinu določajo, v okviru naravnih nihanj, njegove individualne značilnosti zdravilnega vrelca. Varovanje zdravilnih vrelcev je posebna oblika varovanja podzemnih vod in se bistveno razlikuje od varovanja pitnih vod, saj ščiti predvsem njihovo specifičnost in kvantiteto. Ureja predpise, ki so potrebni, da ščitijo zdravilne vrelce pred dejavniki, ki lahko vplivajo na spremembo kemijske sestave, fizikalnih parametrov ali prisotnih plinov. Varovanje obsega predvsem kvalitetno higijensko zaščito zajetja.

Knjiga predstavlja velik strokovni prispevek, saj tovrstne literature že kronično primanjkuje. Knjigo priporočam tako operativnim geologom, vsem, ki se kakorkoli ukvarjajo z mineralnimi ali termalnimi vodami, pa tudi vsaj vsem študentom hidrogeologije. Žal avtor v knjigi ni bil preveč radodaren s podatki iz Slovenije, kar pa je razumljivo, saj knjiga predstavlja predvsem učbenik za nemške študente in strokovnjake. Zato bi bilo za naše razmere primerno in zaželeno knjigo dopolniti s podatki iz Slovenije in okoliških držav.

Peter Kralj