Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706
28/29

YU ISSN 0016-7789

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1985/86

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

28/29. KNJIGA

GEOLOGIJA	LETO 1985/86	28/29. KNJIGA	Str. 1 do 358	LJUBLJANA

+ 115706

115706

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

Od leta 1978 dalje (21. knjiga) izhaja GEOLOGIJA dvakrat na leto, v juniju (1. del) in decembru (2. del), da bi imeli avtorji možnost hitreje objaviti svoja dela. Zaradi tehničnih problemov izhajata 28. in 29. knjiga za leti 1985/86 kot celota v enem delu. Uredništvo prosi vse naročnike za razumevanje.

Izdajatelja: Geološki zavod in Slovensko geološko društvo, Ljubljana

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

Uredniški odbor: *S. Buser, M. Drovenik, M. Iskra, D. Kuščer, A. Nosan, M. Pleničar* in *L. Žlebnik*

Naklada 1000 izvodov

Letna naročnina: 3000 din

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, leta 1987

V letih 1985/86 financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

From 1978 (Volume 21), GEOLOGIJA appears biannually, in June (Part 1) and December (Part 2), to advance our publishing activity by a more rapid printing of the submitted papers. Due to technical difficulties the 28th and 29th volumes for 1985 and 1986 are being issued in one part. Subscribers are kindly asked by the editorial board for understanding.

Published in Ljubljana by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

Editorial Board: *S. Buser, M. Drovenik, M. Iskra, D. Kuščer, A. Nosan, M. Pleničar* and *L. Žlebnik*

Subscription price: $ 16 per year

Printed by Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2 in 1987

27 -11- 1987

NARODNA IN UNIVERZITETNA KNJIŽNICA LJUBLJANA

0 - 5927

GEOLOGIJA 28/29, 1—358 (1985/86), Ljubljana

VSEBINA — CONTENTS

Pleničar, M.

Akademiku prof. dr. Ivanu Rakovcu in memoriam 5

Pleničar, M.

Zapustil nas je akademik, profesor dr. Srečko Brodar 7

Paleontologija — Paleontology

Pečar, J.

Upper Carboniferous and Permian mesolobid chonetacean brachiopods of Karavanke Mountains (Yugoslavia) and Carnian Alps (Italy) 9

Zgornjekarbonski in permijski mezolobidni honetacejski brahiopodi v Karavankah (Jugoslavija) in Karnijskih Alpah (Italija) 38

Stratigrafija in paleontologija — Stratigraphy and paleontology

Pavlovec, R. & Pavšič, J.

Biostratigrafija plasti z rakovicami v Istri 55

Biostratigraphy of beds with crabs in Istria 61

Buser, S. & Radoičić, R.

Dazikladacejske alge u srednjopaleocenskim miliolidskim krečnjacima na Krasu u Sloveniji 69

Dasycladacean algae in Middle Paleocene miliolid limestones in Kras in Slovenia 76

Brezigar, A., Kosi, G., Vrhovšek, D. & Velkovrh, F.

Paleontološke raziskave pliokvartarne skladovnice velenjske udorine . . . 93

Paleontological investigations of the Plio-Quaternary beds of the Velenje depression 114

Pejović, D. & Radoičić, R.

Prilog stratigrafiji gornje krede ostrva Brača — Jadranska karbonatna platforma 121

Contribution to the study of Upper Cretaceous stratigraphy of Brač 145

Kochansky-Devidé, V. & Ramovš, A.

Razširjenost vrste *Tanchintongia ogulineci* na Velebitu 151

Distribution of the bivalve species *Tanchintongia ogulineci* in Velebit . . . 154

Mlakar, I.

Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja 157

A contribution to the knowledge of the geological structure of the Sava Folds and their southern border 180

Jelen, B.

Poizkus iskanja organskih parametrov terciarnih sedimentnih kamenin v vzhodni Sloveniji 183

Search for organic parameters of the Tertiary sedimentary rocks in the eastern Slovenia. An attempt 183

Palinologija — Palinology

Šercelj, A.

Palinološke raziskave v velenjskem premogovnem bazenu 199

Palynologische Untersuchungen im Kohlenbecken von Titovo Velenje . . . 202

Petrologija — Petrology

Hinterlechner-Ravnik, A. & Mišič, M.

Peridotitne nodule v bazaltnem tufu pri Gradu v Prekmurju 205
Peridotite nodules in alkali basaltic tuff in the Grad area of Prekmurje . . 205

Pamić, J.

Kredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa 219
Cretaceous-Tertiary granitic and metamorphic rocks of the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian Mass 234

Pamić, J. & Injuk, J.

Petrološko-geokemijske karakteristike ortogrinšista Zagrebačke gore u Hrvatskoj 239
Petrology and geochemistry of orthogreenschists from Mt. Zagrebačka Gora in Croatia 252

Geokemija — Geochemistry

Omaljev, V.

Theorems and laws defining the distribution of the geological random variable 255
Teoreme i zakoni koji definišu raspodelu geološke slučajne promenljive . . 267

Omaljev, V.

Problematika određivanja geohemijskog fona i šuma na primeru raspodele urana u sedimentima Žirovskog vrha 271
Determination of the geochemical phone and noise at the example of uranium distribution in beds of Žirovski vrh 289

Premogišča — Coal deposits

Hamrla, M.

Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov 293
Light reflectance of some Slovenian coals 313

Brezigar, A.

Premogova plast Rudnika lignita Velenje 319
Coal seam of the Velenje coal mine 332

Zgodovina geoloških znanosti — History of geological sciences

Faninger, E.

Die Entdeckung des Zoisits 337
Odkritje zoisita 337

Izmenjava mnenj — Discussion

Kuščer, D.

O tektoniki mejnega območja med Vzhodnimi in Južnimi Alpami v Sloveniji 343
About the structure of the boundary region between Eastern and Southern Alps in Slovenia 343

Nove knjige — Book reviews

Brian Mason und *Carleton B. Moore:* Grundzüge der Geochemie 351
Hans Pichler & Cornelia Schmitt-Riegraf: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff 352
Werner Zeil: Südamerika 354
Eckard Wallbrecher: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen 354
Daniel Jean Stanley, Forese-Carlo Wezel (ods.): Geological Evolution of the Mediterranean Basin 355
Anton Ramovš: Slapovi v Sloveniji 356

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • 1985/86 • 28/29. knjiga • Volume 28/29

Akademiku prof. dr. Ivanu Rakovcu in memoriam



Slovenska geološka znanost je bila po drugi svetovni vojni tesno povezana z imenom prof. Rakovca. Bil je učitelj in mentor dolgi vrsti povojnih geologov. Vse do svoje smrti 3. 8. 1985 je živo in z zanimanjem spremljal njihovo delo, najprej študentov, pozneje na njihovih delovnih mestih ob reševanju najrazličnejših nalog, pri njihovi strokovni rasti in izpopolnjevanju. Akademik Rakovec je bil rojen v Ljubljani 8. septembra 1899, torej tik ob koncu preteklega stoletja, v času, ko je tudi Slovenija bila že dobro znana v geološki strokovni literaturi, ko so bile že tiskane prve geološke karte našega ozemlja in ko so bile že napisane prve paleontološke razprave o fosilnih ostankih iz naših krajev. Vendar so vse to v pretežni meri izdelali in napisali tuji geologi.

Prof. Rakovec je študiral na takrat še mladi Filozofski fakulteti v Ljubljani geologijo, naravoslovje, predvsem pa geomorfologijo in paleontologijo. Po diplomi je bil od leta 1926 asistent na Geografskem inštitutu ljubljanske univerze, leta 1932 honorarni predavatelj, leta 1933 pa docent za geologijo in paleontologijo na Filozofski fakulteti v Ljubljani. Za doktorja naravoslovja je bil promoviran leta 1936 in se nato še izpopolnjeval na univerzah v Freiburgu in v Münchnu. Leta 1939 je postal izredni, leta 1946 pa redni profesor. V razmeroma kratkem času je po drugi vojni vzgojil skupino prvih slovenskih geologov, ki so bili sposobni nadaljevati delo, ki so ga začeli na slovenskem ozemlju ob koncu preteklega in v začetku tega stoletja tuji strokovnjaki.

V letih 1952—53 je bil prof. Rakovec dekan Prirodoslovno-matematične fakultete, skoraj 40 let pa je bil predstojnik katedre za paleontologijo geološkega oddelka na univerzi.

Na tedaj že znanega znanstvenika je postala pozorna kmalu tudi Slovenska akademija znanosti in umetnosti in leta 1946 je postal njen dopisni, leta 1949 pa redni član. Tajnik razreda za prirodoslovne in medicinske vede je bil od leta 1966 do 1975, tajnik razreda za naravoslovne vede pa od 1975 do 1982

in kot tak je bil v tem času tudi član predsedstva SAZU. Na akademiji je opravljal še druge funkcije: bil je upravnik Inštituta za paleontologijo, do leta 1974 pa predsednik Medakademijskega odbora za favno in floro Jugoslavije. Poleg tega je bil tudi dopisni član SANU in JAZU, častni član Slovenskega geološkega društva in Geografskega društva Slovenije, dopisni član Avstrijskega geološkega društva in Mednarodnega paleontološkega društva.

Akademik Rakovec je nadaljeval delo, ki so ga pričeli na Slovenskem že avstrijski geologi, tektoniki in geomorfologi, deloma pa je zaoral — posebno kar zadeva fosilne sesalce — nove brazde v naši paleontološki literaturi. V začetku svojega delovanja se je ukvarjal z morfogenezo tal s posebnim ozirom na tektonska in neotektonska dogajanja, pozneje je napisal vrsto stratigrafskih razprav. Zlasti se je posvetil študiju pleistocena z glaciološkega vidika. Preučeval je sledove vulkanizma in paleogeografske razmere. V znanstvenem svetu — doma in na tujem — je užival velik ugled kot poznavalec fosilnih sesalcev. Napisal je vrsto razprav od nosorogovih ostankov iz Dolarjeve jame pri Logatcu do študij o mastodontih, dinoterijih, pleistocenskih svizcih, povodnem konju iz Pivške kotline, pleistocenske favne iz jame Risovače pri Arandjelovcu itd. Na podlagi svojih raziskav je razporedil fosilno sesalsko favno, najdeno na slovenskem ozemlju, po stratigrafskih horizontih.

Poleg znanstvenih razprav ni zanemarjal popularizacije geološke vede in je napisal številne poljudnoznanstvene članke zlasti v revijo Proteus, pa tudi v druge revije in časopise. V Zborniku, posvečenem njegovemu spominu, ki je izšel pri SAZU že po njegovi smrti leta 1986, je objavljena njegova celotna bibliografija od znanstvenih, strokovnih, poljudnoznanstvenih člankov do ocen in poročil, uredniškega dela in prispevkov za Slovenski biografski leksikon od leta 1927 do 1983. Ves njegov opus obsega 210 tiskanih enot.

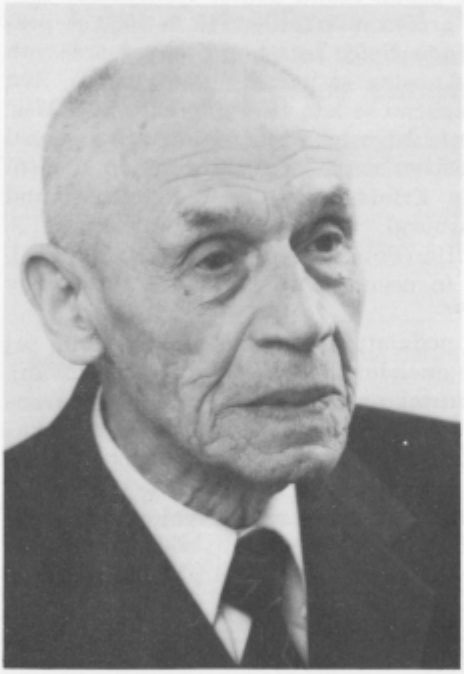
Akademik Rakovec je bil tudi tesno povezan z ustanavljanjem in razvojem Geološkega zavoda v Ljubljani, kjer so pozneje delali njegovi učenci. Bil je med pobudniki za organiziranje Geološkega zavoda, ki ga je ustanovila vlada LR Slovenije leta 1946 kot samostojno ustanovo pri takratnem ministrstvu za industrijo in rudarstvo. Na Geološkem zavodu Ljubljana je bilo v letu 1985 zaposleno 25 profesorjevih učencev, ki so reševali najrazličnejše naloge od regionalnih in hidrogeoloških do sledenja mineralnih surovin. Značilno za akademika in profesorja Rakovca je bilo, da se je vse svoje življenje, prav do smrti zanimal za delo svojih učencev, jim svetoval in se veselil njihovih uspehov. Številni »njegovi geologi« so pozneje dosegli naziv doktorja, oziroma magistra geoloških znanosti.

V znak priznanja za svoje delo je dobil Kidričevo nagrado (1957), častno diplomo Zveze geoloških društev SFRJ (1974), Red dela z zlatim vencem II. (1949), Red zaslug za narod s srebrnimi žarki (1970) in Red bratstva in enotnosti z zlatim vencem (1976).

V zadnjih letih življenja je veljala še posebna skrb akademika Rakovca razvoju paleontologije pri nas ter Inštitutu za paleontologijo ZRC SAZU, ki je po njegovi smrti tudi prevzel njegovo ime. Prof. Rakovec nam bo ostal v spominu kot veder, duhovit sogovornik z visoko delovno disciplino in neomajnim optimizmom v razvoj naše geološke vede.

Mario Pleničar

Zapustil nas je akademik, profesor dr. Srečko Brodar



Dan njegovega slovesa je bil 27. april 1987. Kakor je bil v Ljubljani malo opazen njegov odhod v bližajočih se prvomajskih praznikih, tako je bil neopazen njegov prihod v istem mestu leta 1893. V svojih 94 letih življenja pa je v slovenski in jugoslovanski znanstveni in kulturni zgodovini zapustil globoko sled, saj nam je odkril doslej neznano paleolitsko in neolitsko kulturno dediščino.

Akademik Brodar je študiral naravoslovje na Dunaju, diplomiral v Zagrebu in leta 1939 doktoriral v Ljubljani. Najprej je bil gimnazijski profesor, ki je rad hodil v svojem prostem času v naravo in iskal zanimivosti. Leta 1938 je tako prišel tudi v Potočko zijalko na Olševi in tam našel kup kosti jamskih medvedov, ki jih je nekdo skrivaj odnašal čez mejo v sosednjo Avstrijo. Ko je zelo odločno zaščitil to nahajališče in ga najprej bežno raziskal, je odkril bogato zapuščino ledenodobnih lovcev. Lotil se je sistematičnega in poglobljenega dela in po osmih letih trdih naporov je lahko predstavil svetu Potočko zijalko kot nahajališče paleolitske kulture — olševiena. Zbral je kosti 1500 jamskih medvedov in številna orodja ledenodobnega človeka, ki jih je podrobno preučil. O tem velikem delu je nedavno izšla pri SAZU obširna monografija.

Sedaj se je lotil še raziskovanja drugih paleolitskih pa tudi neolitskih postaj po Sloveniji. Čeprav so ga v tujini že dobro poznali in ga cenili, pa doma vse do konca druge svetovne vojne ni dobil za svoje znanstveno delo prave pomoči in priznanja. Šele leta 1946 je bil izvoljen najprej za izrednega, nato za rednega profesorja za prazgodovino človeka, kvartarologijo in paleolitik na ljubljanski univerzi. Ustanovil je Inštitut za prazgodovino človeka, ki so ga pozneje preimenovali v katedro za kvartarologijo. S sodelavci, ki si jih je vzgojil, je na široko zaoral ledino pri raziskavah paleolitika in neolitika na

slovenskem in pozneje tudi drugod po Jugoslaviji. Odkril je številna bivališča pračloveka: Njivice pri Radečah, Špehovko pri Zgornjem Doliču, Mornovo zijalko pri Šoštanju, Kostanjevico ob Krki, Jamo pod Herkovimi pečmi na Kozjaku in številne paleolitske postaje na Krasu: Betalov spodmol pri Postojni, razne jame v okolici Pivške kotline; raziskal pa je še druge, dotlej le delno znane jame. Ker je bil znan po vsej Jugoslaviji, je sodeloval kot tedaj najpomembnejši strokovnjak tudi v drugih republikah.

Za svoje raziskovalno delo je znal navdušiti mlajše sodelavce, ki njegovo delo danes uspešno nadaljujejo v Sloveniji in zunaj Slovenije.

Slovenska akademija znanosti in umetnosti ga je že leta 1946 izvolila za svojega dopisnega člana, leta 1953 pa za rednega člana. Tako je dobil za svoje delo tudi ustrezno priznanje. Leta 1961 je postal častni doktor ljubljanske univerze, deset let pozneje pa njen zaslužni profesor. V letih 1949 in 1960 je prejel Prešernovo in leta 1974 Kidričevo nagrado. Poleg tega je prejel več državnih odlikovanj: Red dela z rdečo zastavo, Red zaslug za narod z zlato zvezdo, Red bratstva in enotnosti z zlatim vencem in končno še leta 1974 nagrado AVNOJ-a.

Za svojega dopisnega člana ga je izbrala Jugoslovanska akademija znanosti in umetnosti, bil je častni član Arheološkega društva Jugoslavije in dopisni član K. Obermaier Gesselschaft für die Erforschung des Eiszeitalters und seinen Kulturen (Bonn, Erlangen, Regensburg).

Napisal je 39 razprav in eno monografijo (Potočka zijalka z M. Brodarjem), 47 poljudnoznanstvenih razprav, poročil in ocen ter 16 literarnih prispevkov (pod psevdonimom Felicijan).

Bil je prijeten predavatelj, ki je znal podajati snov na privlačen način, saj je vpletal med strokovno snov še številne anekdote iz časov svojih raziskovanj. Marsikaj, kar je predaval, je sam odkril in tako smo študentje posebno slovenski paleo- in neolitik spoznavali iz prve roke. Ljubljančani se spominjajo akademika Brodarja kako je še v svojih poznih letih ubiral vsak dan pot na Rožnik, odkoder se je vračal v svoj kabinet na Filozofski fakulteti. V visoki starosti je obiskal še enkrat tudi Potočko zijalko, kjer je pričel svojo znanstveno in raziskovalno pot. Tako se je postopno poslovil od narave, od svojega dela in življenja, mi pa smo mu hvaležni za vse kar nam je dal in prepustil.

Mario Pleničar

GEOLOGIJA 28/29, 9—53 (1985/86), Ljubljana

UDK 562.02:551.735.736(497.12)(450.2/4)=20

Upper Carboniferous and Permian mesolobid chonetacean brachiopods of Karavanke Mountains (Yugoslavia) and Carnian Alps (Italy)

Zgornjekarbonski in permijski mezolobidni honetacejski brahiopodi v Karavankah (Jugoslavija) in Karnijskih Alpah (Italija)

Janez Pečar
Graden 2, 61111 Ljubljana

Abstract

Project 5

In the preface the definition of terms mesolobid and mesolobidity is given. In Gzhelian of the Karavanke Mountains two distinct forms of ribbed mesolobid chonetacean brachiopods were found in stratigraphically the same beds. This fact gives evidence for parallel evolution of two ribbed mesolobid chonetacean stocks. One of them is genus *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975, the other *Capillomesolobus* n. gen. Both genera are also present in the same beds of Kasimovian of the Carnian Alps. The stratigraphical distribution of mesolobid chonetacean genera and species on world scale is given. Paleobiogeography and migration of genus *Capillomesolobus* is outlined. New taxa are Capillomesolobinae n. subfam., *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp. (Karavanke Mountains, Gzhelian), *C. pontebbanus* n. gen., n. sp. (Carnian Alps, Corona Formation, Kasimovian) and *C. heritschi* n. gen., n. sp. (Karavanke Mountains, Trogkofel beds, Sakmarian or Artinskian).

Kratka vsebina

Uvodoma je podana definicija izrazov mezolobiden in mezolobidnost. V Karavankah sta bili v stratigrafsko istih gželijskih plasteh najdeni dve obliki rebrastih mezolobidnih honetacejskih brahiopodov. To kaže na vzporeden razvoj dveh rebrastih mezolobidnih honetacejskih vej. Ena od teh je rod *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975, druga rod *Capillomesolobus* n. gen. Oba rodova sta bila najdena tudi v stratigrafsko istih plasteh v kasimoviju Karnijskih Alp. Podana je stratigrafska porazdelitev mezolobidnih honetacejskih rodov in vrst v svetovnem merilu. Kratko je podana paleobiogeografija rodu *Capillomesolobus*. Novi taksoni so Capillomesolobinae n. subfam., *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp. (Karavanke, gželij), *C. pontebbanus* n. gen., n. sp. (Karnijske Alpe, formacija Corona, kasimovij) in *C. heritschi* n. gen., n. sp. (Karavanke, trogkofelske plasti, sakmarij in artinskij).

Introduction

Among the chonetacean brachiopods (superfamily Chonetacea) of Upper Carboniferous and Permian of the Karavanke Mountains (Slovenia) the chonetacean forms with ventral median lobe in median sulcus were also found. It was realised that they belong to two genera. Both genera were also identified in the Upper Carboniferous of the Carnian Alps. Thus Karavanke and Carnian Alps are thought to be the important areas for study of the mesolobid chonetacean brachiopods.

In the present paper the morphological terms "mesolobid" and "mesolobidity" are used for those Carboniferous and Permian chonetacean brachiopods in which in the middle of the ventral median sulcus the median lobe or fold is present.

Investigations of mesolobid chonetacean forms on generic level

The first described mesolobid chonetacean brachiopod species was *Chonetes mesolobus* Norwood et Pratten, 1855 from Pennsylvanian of USA. The presence of median lobe in ventral median sulcus of chonetacean brachiopod was thus recognised on the species level. On generic level this was done with erection of genus *Mesolobus* Dunbar et Condra, 1932. Type species for genus *Mesolobus* was *Chonetes mesolobus* Norwood et Pratten which was originally described and illustrated as capillate species. Weller et McGehee then (1933, 109) pointed out that in the area from which the material of Norwood and Pratten was derived, there was no capillate form of genus *Mesolobus*, but only the smooth one. Because of it Weller et McGehee proposed that capillate specimens of *Mesolobus* are placed in species *Mesolobus striatus* Weller et McGehee, 1933, and that smooth species *Mesolobus mesolobus lioderma* Dunbar et Condra, 1932 is the type species of genus *Mesolobus*. Hoare (1964, 315) thought that the exterior of *Mesolobus mesolobus decipiens* Dunbar et Condra, 1932 is more similar to the original *Chonetes mesolobus* Norwood et Pratten than the variety lioderma. He proposed the specimen of variety *decipiens* for the neotype of *Mesolobus mesolobus*. This application was approved by the International Commission on Zoological Nomenclature. Thus genus *Mesolobus* was typically smooth. It was logically to place the ribbed mesolobid chonetacean forms in another genus. In this way Afanasjeva (1975, 101) erected the genus *Paramesolobus*. She placed in this genus also the North American ribbed mesolobid chonetacean species. But Afanasjeva (1975, 103) and earlier Ivanov et Ivanova (1936, 21) noted that the mesolobid chonetacean forms from the Russian Platform are larger and with stronger ribs than the North American Pennsylvanian species.

The material from the Upper Carboniferous of the Karavanke Mountains and the Carnian Alps revealed two distinct ribbed mesolobid chonetacean forms in the same beds. One of these is genus *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975. The other forms, which is smaller and with finer ribs than the first is *Capillomesolobus* n. gen. These facts give evidence for parallel evolution of two ribbed mesolobid chonetacean stocks (Pecar, 1986, 137) differing not only on the generic but probably also on the subfamily level. The process of generic designation of the mesolobid chonetacean brachiopods is outlined on fig. 1.

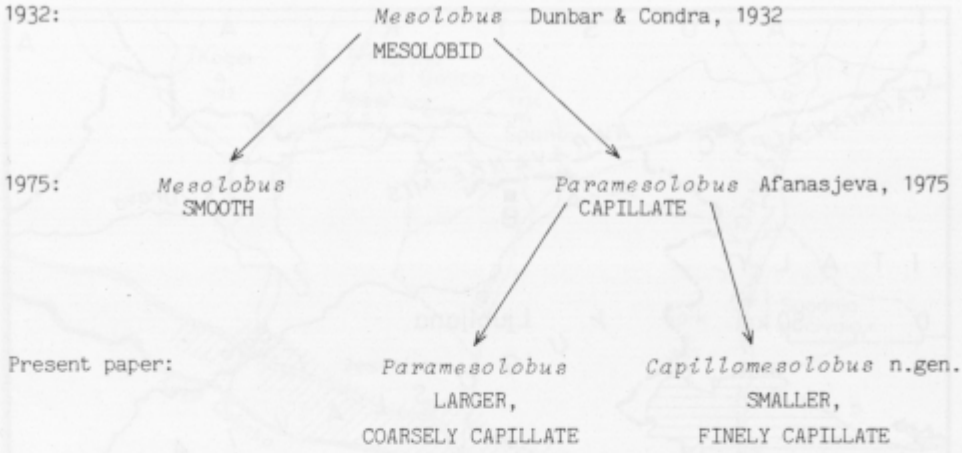


Fig. 1. The development of the generic designation of mesolobid chonetacean brachiopods

Sl. 1. Razvoj rodovne opredelitve mezolobidnih honetacejskih brahiopodov

Previous investigations of mesolobid chonetacean brachiopods in Carnian Alps, Karavanke Mountains and in nearby countries

Schellwien (1892, 29, 30) described from the Upper Carboniferous of the Carnian Alps two species now placed in genus *Paramesolobus*; these were *Chonetes lobatus* and *Chonetes latesinuatus*. Later Schellwien (1898, 360) gave to the species *C. lobatus* the new name *C. sinuosus* because the name *lobatus* was preoccupied by *C. lobatus* Grünewaldt, 1860. Gortani (1905, 538) described from the Carnian Alps subspecies *Chonetes moelleri carnicus*. In the Lower Permian Trogkofel beds of the Karavanke Mountains the mesolobid chonetacean was identified (Schellwien, 1900, 38) as *Chonetes sinuosus*. Later Heritsch (1938, 103) ascribed this form to a new species, but he did not name it formally. Heritsch (1931, 10) found *Chonetes latesinuatus* in the Upper Carboniferous of the Karavanke Mountains. This species was described also from the Upper Carboniferous of Croatia (Kostić-Podgorska, 1949, 79) and Hungary (Rakusz, 1932, 59).

Localities, stratigraphy and age

The localities 1 to 5 are in the Karavanke Mountains (Slovenia, northwest Yugoslavia), the locality 6 in the Carnian Alps (northeast Italy: figs. 2, 3).

Locality 1. Spodnja počivala. Long known fossil locality, situated in Javorniški rovt, about 1.8 km to the north of the village of Javornik (the suburb of the town of Jesenice), 0.55 km N 62° E of the mountain Špik 967 m. The locality is situated about 100 m along the water pipeline, above the lower crossing of the latter with the road from Javornik to Javorniški rovt. Dark-grey to black shale contains rich marine fauna. In intercalated marly shale *Rugosofusulina alpina antiqua* (Schellwien) and *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson were found indicating the Gzhelian age (Ramovš, 1971, 1389; Hahn et al.,

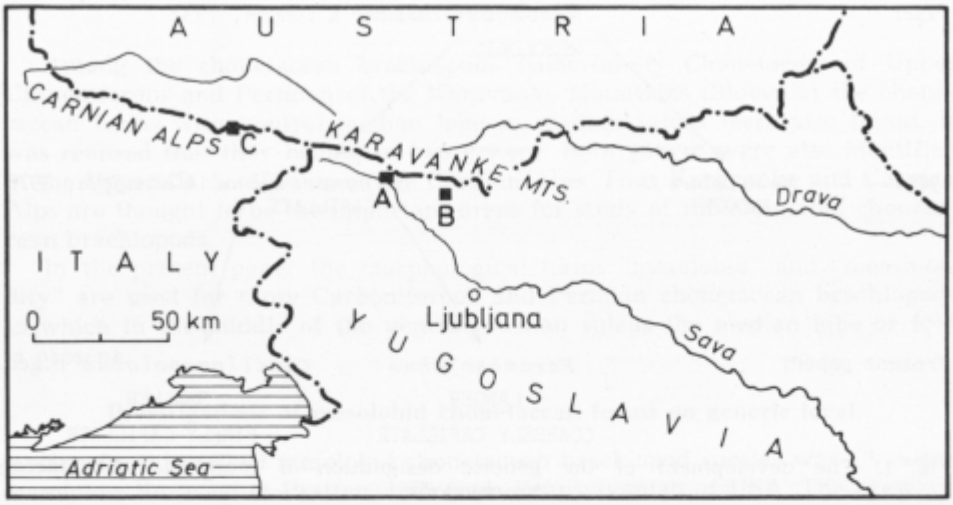


Fig. 2. Location map of the brachiopod collecting sites
Sl. 2. Položajna skica brahiopodnih najdišč

1977, 138). First paleontological contributions from this locality were those of Heritsch (1919, 1931) and of Rakovec (1931). Later Ramovš with co-authors made several paleontological articles from this locality (Hahn G. et al,, 1977).

Locality 2. Planina pod Golico. At the third pillar of the cableway to Španov vrh. About 2.5 km to the north of the town of Jesenice, 1.15 km S 85°E of the mountain Kogel 1122 m. A small outcrop was discovered by J. Bedič, it is about 2 m to the north of the pillar. The brownish, partially weathered shale is thought to be of the Upper Carboniferous age, probably Gzhelian.

Locality 3. Planina pod Golico. Near the fifth pillar of the cableway to Španov vrh. This secondary occurence is about 250 m to the east of the locality 2 and topographically some tens of m higher. The age of the dark-grey shale with numerous sponges is supposed to be the same as for locality 2.

Locality 4. Planina pod Golico. Between the sixth and seventh pillar of the cableway to Španov vrh. Secondary occurrence, about 100 m to the east of locality 3 and some tens of m topographically higher. The lithology is the same and the age is supposed to be the same as for locality 3.

It must be mentioned that detailed stratigraphy of localities 1 to 4 is unknown, because the beds are not well exposed.

Locality 5. Dolžanova soteska (= Dolžan Gorge). Classical locality of the Trogkofel Limestone in Karavanke Mountains. About 2.7 km to the northeast of town of Tržič, 1.07 km S 69°E from mountain Samuha 1172 m. The road from Tržič to Jelendol, about 100 m farther of the second road curve after the road tunnel, on the east side of the road. Rose-red, reddish and greyish reef limestone in the abandoned quarry is extending as rocky wall along the road, it is rich in brachiopods and other fossils. This reef limestone is preliminarily named Unit B in the present paper. Grey shale (preliminarily named Unit A) is underlying and the bedded limestone (preliminarily named Unit C) is overlying. Above

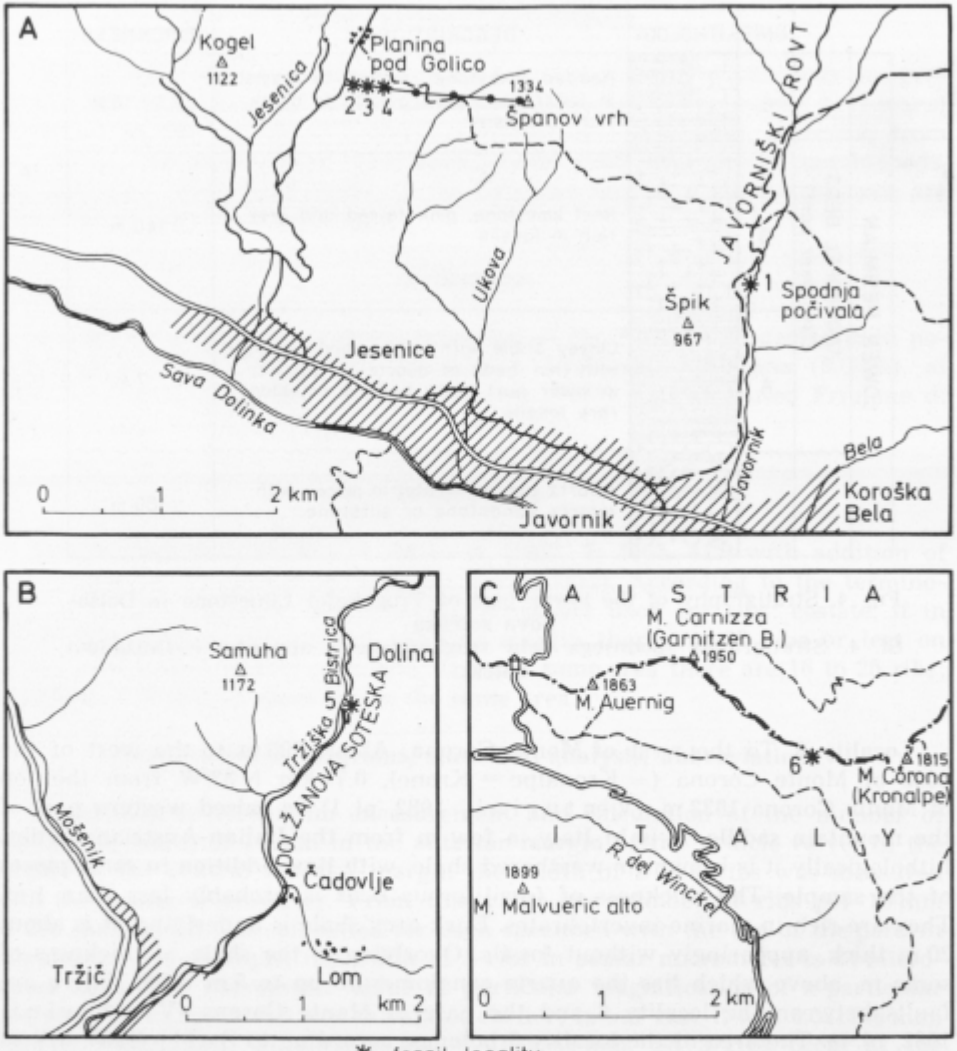


Fig. 3. Detailed location maps A, B, and C, taken from fig. 2
Sl. 3. Podrobnejše položajne skice A, B in C, vzete iz sl. 2

Unit C occurs probably another unit of reef limestone of similar colour as Unit B. The lower part of the Trogkofel Limestone in Dolžanova soteska is briefly stratigraphicaly outlined on fig. 4. This division is based partly on earlier stratigraphycal statements (T e l l e r , 1903; R a m o v š , 1961) and on personal observations. Among foraminifers *Pseudofusulina rakoveci* Ramovš et Kochansky-Devidé and *Robustoschwagerina schellwieni* (Hanzava) are present in the Trogkofel Limestone (R a m o v š , 1978, 121). The age is considered to be Sakmarian (W a t e r h o u s e , 1976, 82; L e v e n , 1980, pl. 3) or Artinskian (B u s e r , 1979, 20). S c h e l l w i e n (1900) described the brachiopods from this locality.

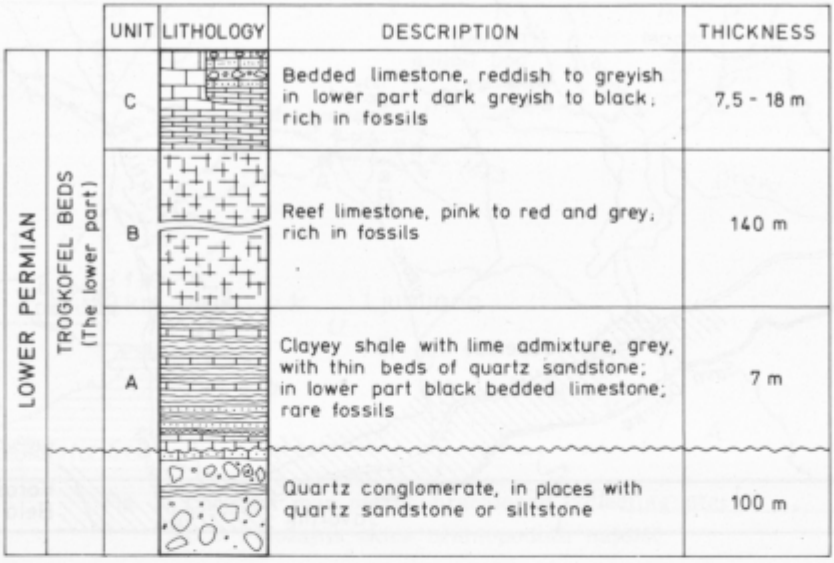


Fig. 4. Stratigraphy of the lower part of Trogokofel Limestone in Dolžanova soteska
Sl. 4. Stratigrafija spodnjega dela trogkofelskega apnenca v Dolžanovi soteski

Locality 6. Tó the west of Monte Corona. About 200 m to the west of the base of Monte Corona (= Kronalpe = Krone), 0.74 km N 83°W from the top of Monte Corona 1832 m (V e n t u r i n i, 1982, pl, 1), in raised western part of the mountain saddle. It is in Italy, a few m from the Italian-Austrian border. Lithologically it is brownish, weathered shale, with lime addition in some pieces of the sample. The thickness of fossiliferous beds is probably less than 1 m. They are rich in marine invertebrates. Dark grey shale is underlying, it is about 20 m thick, appearingly without fossils. Overlying is the shale of thickness of some m, above which lies the quartz conglomerate up to 5 m thick. There are faults between the locality 6 and the base of Monte Corona (V e n t u r i n i, 1982, pl. 1). The area of the locality 6 belongs, according to S e l l i (1963, 51), to Formazione del Corona (Corona Formation). S e l l i (1963, 51) cited the Gzhelian age for this formation. F r a n c a v i l l a (1974, 93) ascribed Stephanian A (probably its upper part) or Stephanian B age to the land flora of his locality 119, which belongs to Corona Formation in the vicinity of the present locality 6. V e n t u r i n i et al. (1982, 311) designated the age of Corona Formation as Stephanian B which is corresponding with Kasimovian (R o t a i, 1978, 11). During the field work in 1985 it was not possible to find the S c h e l l w i e n ' s (1892, 8) bed 6 of his Krone section: from this important bed he described among others the mesolobid brachiopod species *Chonetes sinuosus* Schellwien, 1898. It is possible that the locality 6 is very near to S c h e l l w i e n ' s bed 6 of his Krone section both geographically (the horizontal distance to some 200 m) and stratigraphically.

Preservation of brachiopods

In the Upper Carboniferous localities 1 to 4 and 6 the brachiopods are preserved mainly as moulds, rarely as shells. Numerous biota (mostly bryozoans) are found on the moulds of Upper Carboniferous brachiopods, especially from locality 2. This means that biota lived inside shell structure of brachiopods, perhaps after brachiopod death. In the Permian locality 5 the brachiopods are preserved as shells and as moulds.

Collections

Brachiopods figured herein are reposited at the Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Ljubljana (KGPL), at Tehniški muzej Železarne Jesenice, Jesenice (TMJ), and at Museo Friulano di Storia Naturale, Udine (GPU).

Terminology

It was used that of Muir-Wood (1962, 7; 1965, 412) with addition of terminology of Cooper et Grant (1975, 1212). According to the terminology of Muir-Wood the following terms are used for ribs: costate, if in the middle part of the ventral anterior margin there are 15 ribs or less on 10 mm of the shell width; costellate, if in the same area there are 16 to 25 ribs; capillate, if 26 ribs or more are in the same area.

Measurements, diagrams, statistical analysis, abbreviations

Explication is needed for measurement and calculation of the number of ribs at the width of 10 mm in the anterior margin of the pedicle valve. In the middle of the ventral anterior margin the width of 2 to 4 ribs was measured with the ocular micrometer. From this value the number of ribs per 10 mm of the shell width was calculated for each specimen with the use of the percent calculation. For example, the width of 3 ribs in ocular micrometer is 34 micrometer units. The micrometer value of particular magnification of a particular microscope was measured and calculated earlier; in our case it was 0.031746 mm. Further calculation: $34 . 0.031746 \text{ mm} = 1.079364 \text{ mm}$. So 3 ribs occur at the width of 1.079364 mm; with percent calculation we get $3 : 1.079364 = X : 10$, $X = 27.7$ ribs. The chonetacean specimen is capillate, because it has more than 25 ribs per 10 mm of the ventral anterior margin. It is suitable to prepare the table of already calculated data for particular microscope magnification, from which we can get the result at a glance. In the mentioned example the width of 3 ribs is 34 micrometer units, and it can be read from the table that it corresponds to 27.7 ribs per 10 mm of shell width.

The number of ribs per 10 mm of shell width is useful for quick quantitative description of ribs of chonetacean brachiopods, which can be costate, costellate or capillate. It is useful even for specimens with the whole width less than 10 mm. In the present paper it is thought that the exact method of rib measuring with ocular micrometer is quicker than the counting of the number of ribs

on the whole specimen and more exact than the counting of ribs on 1, 2 or 5 mm of the shell width. Many times it is impossible to measure the entire number of ribs on ventral valve because they are not all preserved, but it is usually possible to measure 2 to 4 ribs in the middle of the ventral anterior margin. On the other hand the weak point of this parameter in the present paper is the absence of correlation between it and the shell length.

In the present paper the independent variable (on the X axis) is the length of the ventral valve. For each diagram the correlation coefficient (r) for specimens of the particular locality was calculated if the number of specimens was sufficent. When r was significant ($P < 0.05$) the regression line was calculated too (Spiegel, 1975, 263, 270).

In diagrams the following abbreviations are used:

L length of the ventral valve
W maximal width of the valve
Nr 10 number of ribs per 10 mm of the width, measured in the ventral anterior margin
Nr total number of ribs of ventral anterior margin.

Systematic paleontology

Class **Articulata** Huxley, 1869
Order **Strophomenida** Öpik, 1934
Suborder **Chonetidina** Muir-Wood, 1955
Superfamily Chonetacea Bronn, 1862
Family Rugosochonetidae Muir-Wood, 1962

Diagnosis of this family is provided by Hoover (1981, 49) and Archbold (1892, 2).

Capillomesolobinae n. subfam.

Diagnosis: Small, capillate or smooth Rugosochonetidae with ventral median sulcus, in which the median lobe is present or absent.

Genera assigned to subfamily: *Capillomesolobus* n. gen. *Mesolobus* Dunbar et Condra, 1932. *Tenuichonetes* Jing et Hu, 1978. New undescribed genus, typified by *Neochonetes unbonoplicatus*, figured by Barkhatova, 1964, from the Sakmarian Nenets Beds, Sula River, Northern Timan Mountains (Archbold, 1982, 2) possibly also belongs to this subfamily.

Discussion and phylogenesis: Capillomesolobinae n. subfam. differs from other subfamilies of family Rugosochonetidae by usual presence of ventral median lobe in ventral median sulcus. Material in the present paper reveals that the presence or absence of mesolobidity is somewhat variable intraspecifically.

Genera *Capillomesolobus*, *Mesolobus* and *Tenuichonetes* are thought to have phylogenetic connection, in which *Capillomesolobus* has starting-point position (fig. 5). This genus appeared in Pennsylvanian (Atokan), probably it descended of genus *Neochonetes* (Sutherland et Harlow, 1973, 31), it lived until Upper Permian (Punjabian). It was a cosmopolitan genus. From genus *Capillomesolobus* derived the endemic North American Pennsylvanian smooth genus *Mesolobus* and the likewise endemic Chinese Middle Permian

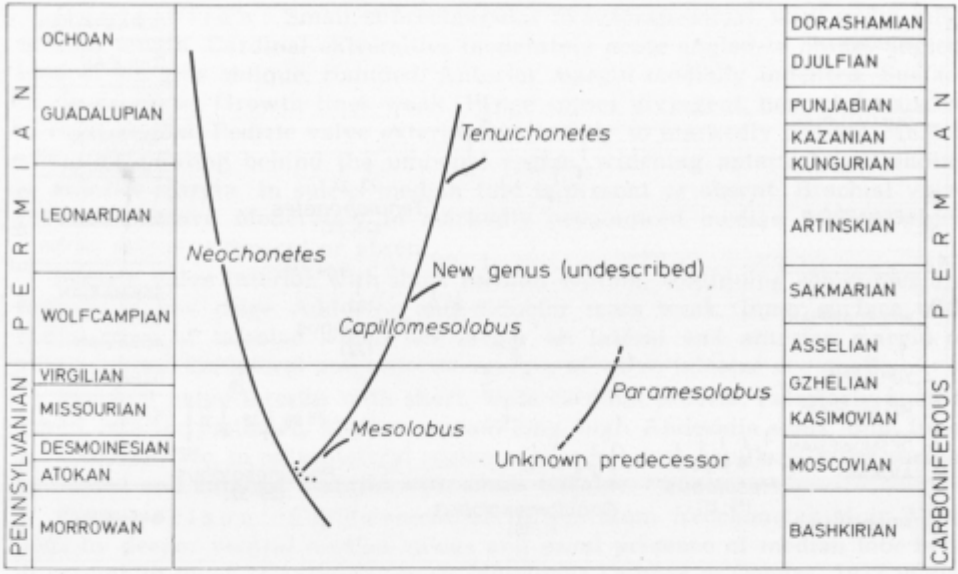


Fig. 5. The inferred phylogeny of mesolobid chonetacean brachiopods
Sl. 5. Domnevna filogeneza mezolobidnih honetacejskih brahiopodov

capillate genus *Tenuichonetes*. In all these three genera the basic morphological characteristics are finely capillate or smooth shell and ventral median lobe in ventral median sulcus (mesolobidity). The possibility that *Tenuichonetes* evolved from either *Mesolobus* or *Paramesolobus* was stated earlier by Archbold (1982, 6). In the present paper it is thought that it possibly evolved from *Capillomesolobus*. Genus *Tenuichonetes* has also plications or lobes on lateral parts of the shell. In the original description of the type species of genus *Tenuichonetes* (*Chonetes tenuiliratus* Chao, 1928) there is neither a description of mesolobidity nor it can be reliably seen on plate. Mesolobidity of *T. tenuiliratus* was described by Jing et Hu (1978, 125) and of *T. plicatiformis* described and figured by Lee (1962, 486). The morphology of the fourth possible, undescribed genus of this subfamily, typified by *Neochonetes unbonoplicatus*, is peculiar: ventral median sulcus in posterior part changes anteriorly to a swollen fold, separated from the lateral flanks of the valve by a valley on either side (Archbold, 1982, 2).

The material from Upper Carboniferous of Karavanke Mountains and Carnian Alps shows clearly the difference between finely ribbed mesolobid chonetacean stock (genus *Capillomesolobus*) and coarsely ribbed stock whose representatives are also larger (genus *Paramesolobus*). Both genera are present in Karavanke Mountains and in Carnian Alps in the same beds; this fact gives the first doubtless evidence for two ribbed mesolobid chonetacean stocks (Pecar, 1986, 137) with parallel evolution. Because of the striking difference between *Paramesolobus* and *Capillomesolobus* they are separated on the subfamily level in the present paper. It is possible that their mesolobidity is a phenomenon of convergence. The predecessor of *Paramesolobus* is unknown.

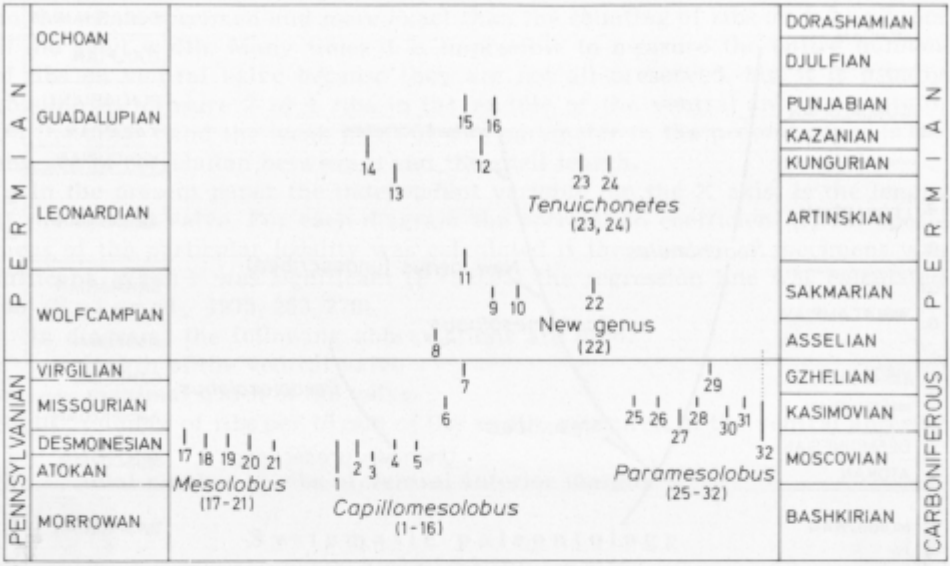


Fig. 6. Stratigraphic distribution of mesolobid chonetacean brachiopods on the world scale

Sl. 6. Stratigrafska porazdelitev mezolobidnih honetacijskih brahiopodov v svetovnem merilu

Genus *Capillomesolobus* n. gen.: 1 *C. striatus* (Weller & McGehee), 2 *C. inflexus* (Girty), 3 *C. depressus* (Stevens), 4 *C. obsoletus* (Sturgeon & Hoare), 5 *C. profundus* (Sutherland & Harlow), 6 C. *pontebbanus* n. sp., 7 C. *karavankensis* n. sp., 8 *Capillomesolobus* sp. (Gobbett, 1963, 120), 9 *Capillomesolobus* sp. (Yanagida, 1967, 86), 10 *Capillomesolobus* sp. (Nakamura, 1959, 205), 11 *C. heritschi* n. sp., 12 *Capillomesolobus* (?) sp. (Tazawa, 1976, 184), 13 *C. permianus* (Cooper & Grant), 14 *Capillomesolobus* sp. (Coogan, 1960, 291), 15 C. (?) *lissarensis* (Diener), 16 *Capillomesolobus* sp. (Hayasaka, 1925, 93), Genus *Mesolobus* Dunbar & Condra, 1932: 17 *M. mesolobus* (Norwood & Pratten), 18 *M. lioderma* (Dunbar & Condra), 19 *M. euampygus* (Girty), 20 *M. rochellensis* R. H. King, 21 *M. indistinctus* Stevens. New genus, undescribed (typified by *Neochonetes unbonoplicatus*, figured by Barkhatova, 1964, cited by Archbold, 1982, 2): 22. Genus *Tenuichonetes* Jing & Hu, 1978; 23 *T. tenuiliratus* (Chao), 24 *T. plicatiformis* (Lee). Genus *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975: 25 *P. sinuosus* (Schellwien), 26 *P. latesinuatus* (Schellwien), 27 *P. carnicus* (Gortani), 28 *Paramesolobus* sp. 1 (present paper), 29 *Paramesolobus* sp. 2 (present paper), 30 *P. ivanovae* (Afanasjeva), 31 *P. luganicus* Aisenverg, 32 *P. miaokouensis* (Chao)

Stratigraphical distribution of species of Capillomesolobinae n. subfam. and of genus *Paramesolobus* is shown on fig. 6. Of great assistance for elaborating this figure were the data of A f a n a s j e v a (1978) and A r c h b o l d (1982).

Capillomesolobus n. gen.

1986 New genus A — Pecar, p. 137.

T y p e s p e c i e s : *Capillomesolobus karavankensis* n. sp.

E t y m o l o g y : Capillus (lat.) = hair, because of capillate shell surface; mesolobus, because of morphological similarity with genus *Mesolobus*.

D i a g n o s i s : Small, finelly capillate Rugosochonetidae with ventral median sulcus in which median lobe is present or absent.

Description: Small, subrectangular to subtrapezoidal, shell width larger than length. Cardinal extremities moderately acute angled to obtuse-angled. Lateral margins oblique, rounded. Anterior margin medially indented. Surface finely capillate. Growth lines weak. Hinge spines divergent, near right-angled to right-angled. Pedicle valve exterior moderately to markedly convex. Median sulcus originating behind the umbonal region, widening anteriorly, extending to anterior margin. In sulcus median fold is present or absent. Brachial valve exterior concave. Moderately to markedly pronounced median fold in which median sulcus is present or absent.

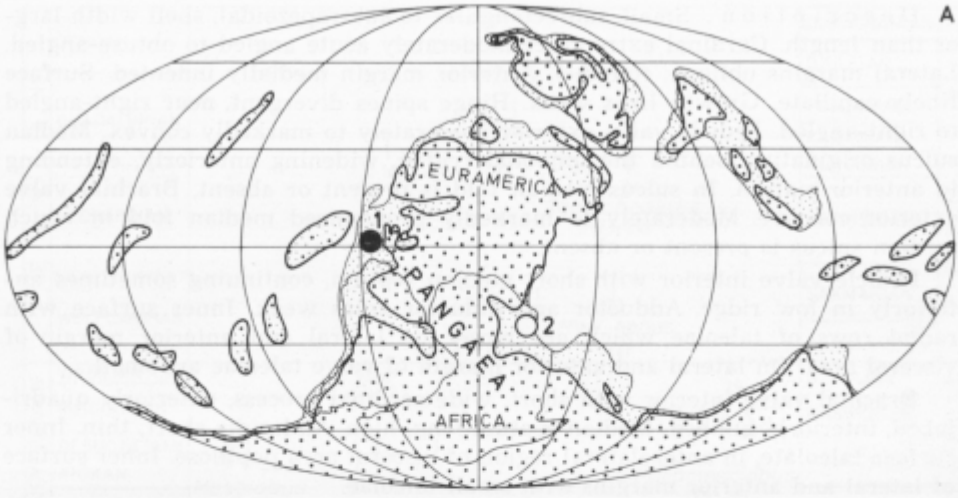
Pedicle valve interior with short median septum, continuing sometimes anteriorly in low ridge. Adductor and diductor scars weak. Inner surface with radial rows of taleolae which are larger on lateral and anterior margin of visceral area. On lateral and anterior margin of valve taleolae are small.

Brachial valve interior with short, wide cardinal process, exteriorly quadrilobed, interiorly bilobed. Median septum long, high. Anderidia short, thin. Inner surface taleolate, in anterolateral region of visceral area papillose. Inner surface of lateral and anterior margins with small taleolae.

Comparison: *Capillomesolobus* differs from *Neochonetes* Muir-Wood, 1962 by deeper ventral median sulcus and usual presence of median lobe in it. It resembles much the smooth genus *Mesolobus* Dunbar et Condra, 1932 in size and morphology, differing from it in capillate surface. It is like *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975 in having often the ventral median lobe in sulcus, but *Paramesolobus* is larger, with coarser ribs and is more frequently without ventral median lobe than *Capillomesolobus*. Both genera sometimes have a nodule on ventral median lobe (pl. 1.14—1.15, 5.5—5.6; Stevens, 1962, pl. 93, figs. 12—13). *Chonetinella* Ramsbottom, 1952 differs from *Capillomesolobus* in absence of ventral median lobe in sulcus and in coarser ribs.

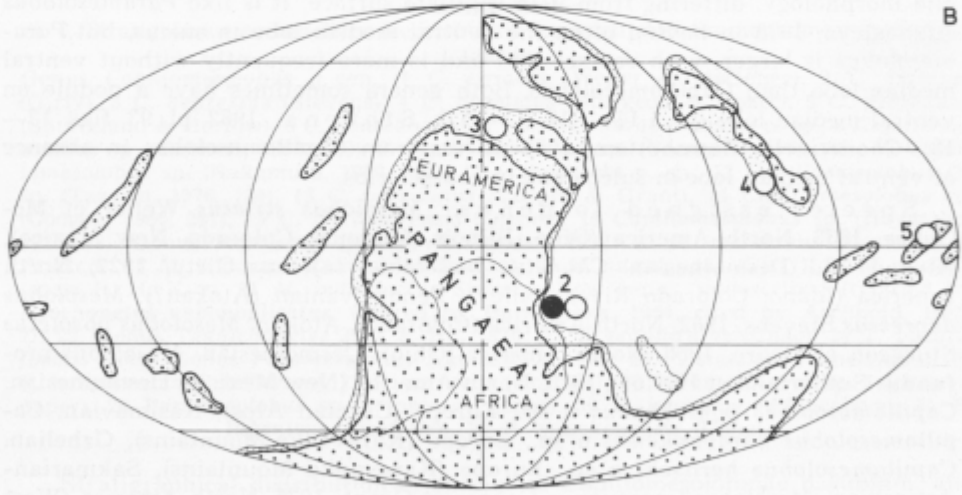
Species assigned to genus: *Mesolobus striatus* Weller et McGehee, 1933, North America (Ohio, Illinois, Missouri, Colorado, New Mexico), Atokan and Desmoinesian. *Chonetes mesolobus inflexus* Girty, 1927, North America (Idaho, Colorado River Valley), Pennsylvanian (Atokan?). *Mesolobus depressus* Stevens, 1962, North America (Colorado), Atokan. *Mesolobus obsoletus* Sturgeon et Hoare, 1968, North America (Ohio), Desmoinesian. *Mesolobus profundus* Sutherland et Harlow, 1973, North America (New Mexico), Desmoinesian. *Capillomesolobus pontebbanus* n. sp., Europe (Carnian Alps), Kasimovian. *Capillomesolobus karavankensis* n. sp., Europe (Karavanke Mountains), Gzhelian. *Capillomesolobus heritschi* n. sp., Europe (Karavanke Mountains), Sakmarian-Artinskian. *Mesolobus? permianus* Cooper et Grant, 1975, North America (West Texas), Upper Leonardian. *?Chonetes lissarensis* Diener, 1897, Himalaya, Punjabian.

Specifically undetermined statements of genus *Capillomesolobus: Mesolobus?* sp., Gobbett, 1963, 120, Svalbard (Spitzbergen), Asselian?. *Mesolobus mesolobus* (Norwood et Pratten), Nakamura, 1959, 205, Japan (Honshu), Sakmarian. *Chonetes* cf. *C. latesinuatus* Schellwien, Yanagida, 1967, 86, Indochina (Thailand), Sakmarian. *Mesolobus sinuosus* (Schellwien), Tazawa, 1976, 184, Japan (Honshu), Kazanian?. *Chonetinella* cf. *C. sinuosa* Schellwien, Coogan, 1960, 291, North America (California), Lower Guadalupian. *Chonetes sinuosus* Schellwien, Hayasaka, 1925, 93, Japan (Honshu), Punjabian.



● *Capillomesolobus* in Moscovian (Atokan and Desmoinesian)

○ *Capillomesolobus* in Kasimovian and Gzhelian



● *Capillomesolobus* in Kasimovian and Gzhelian

○ *Capillomesolobus* in Lower Permian

Paleobiography and migration: In beds of Atokan age in New Mexico two species of *Neochonetes* with intermediate characters between *Neochonetes* and *Capillomesolobus* (the evolution of ventral median lobe) were described (Sutherland et Harlow, 1973, 26, 27). One of these species, *N. whitei*, is stratigraphically the possible predecessor of *Capillomesolobus*. The oldest known species of genus *Capillomesolobus*, *C. striatus* (Weller et McGehee,

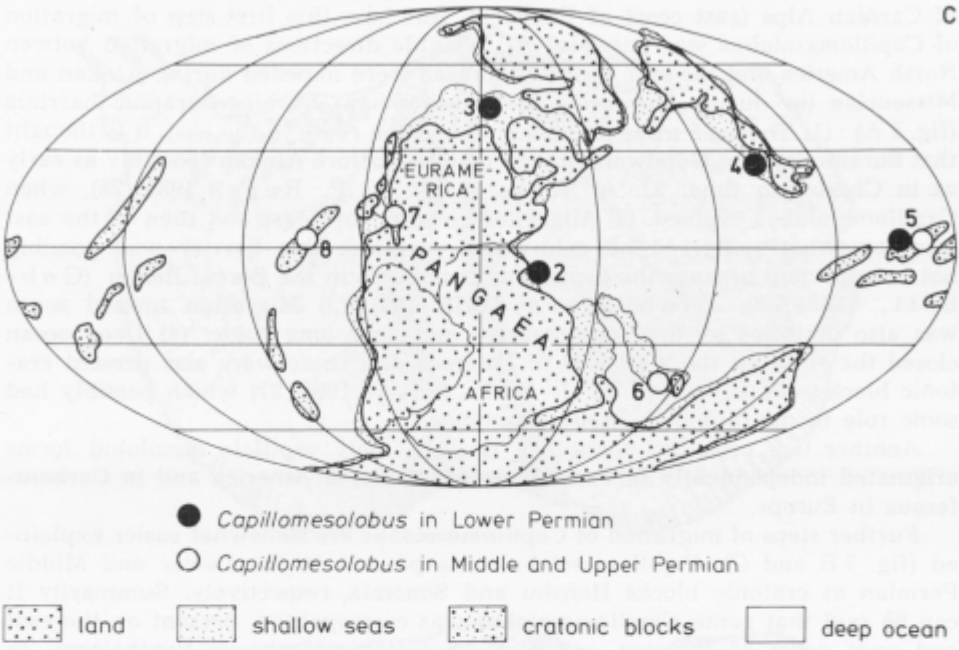


Fig. 7. Paleobiogeography of the genus *Capillomesolobus*
1 North America (USA), 2 North Africa (the possible Upper Paleozoic position of present Karavanke Mountains and Carnian Alps), 3 Svalbard (Spitzbergen), 4 Indochina. 5 Central Japan (Honshu), 6 Nepal, 7 West Texas, 8 North California (cratonic block Sonomia)
A: 1 *C. striatus, C. infletus, C. depressus, C. obsoletus, C. profundus;* 2 *C. pontebbanus C. karavankensis. B*: 2 (●) *C. pontebbanus, C. karavankensis;* 2 (○) *C. heritschi;* 3 *Capillomesolobus* sp. (Gobbett, 1963, 120); 4 *Capillomesolobus* sp. (Yanagida, 1967, 86); 5 *Capillomesolobus* sp. (Nakamura, 1959, 205). *C*: 2 *C. heritschi;* 3 *Capillomesolobus* sp. (Gobbett, 1963, 120); 4 *Capillomesolobus* sp. (Yanagida, 1967, 86); 5 (●) *Capillomesolobus* sp. (Nakamura, 1959, 205); 5 (○) *Capillomesolobus* sp. (Tazawa, 1976, 184); 6 *C.* (?) *lissarensis;* 7 *C. permianus:* 8 *Capillomesolobus* sp. (Coogan, 1960, 291). Maps (Mollweide projection) are modified from Scotese et al. (1979) with addition of data from C. A. Ross et J. R. P. Ross (1985)

Sl. 7. Paleobiogeografija rodu *Capillomesolobus*
1 Severna Amerika (ZDA), 2 severna Afrika (možni zgornjepaleozojski položaj sedanjih Karavank in Karnijskih Alp), 3 Svalbard (Spitzbergi), 4 Indokina, 5 osrednja Japonska (Honshu), 6 Nepal, 7 zahodni Texas, 8 severna Kalifornija (kratonski blok Sonomia). Karte (Mollweidova projekcija) so spremenjene po Scotese et al. (1979) z dodatkom podatkov iz C. A. Ross et J. R. P. Ross (1985)

1933) and *C. inflexus* (Girty, 1927), are from Atokan of North America (fig. 5). On base of these data it can be concluded that genus *Capillomesolobus* originated in Atokan in North America. It became temporarily extinct there in Upper Desmoinesian (Upper Moscovian). The oldest locality of *Capillomesolobus* outside North America is in the Carnian Alps where *C. pontebbanus* n. sp. is present in Kasimovian. So it can be supposed that *Capillomesolobus* migrated from the area of its origin in North America (west coast of Pangaea) to the area

of Carnian Alps (east coast of Pangaea). But how this first step of migration of *Capillomesolobus* was possible? All possible directions of migration betwen North America and the east coast of Pangaea were impeded during Atokan and Missourian (or during Moscovian and Kasimovian) by biogeographic barriers (fig. 7 A) : (1) The land mass (Pangaea) closed the route to the east; it is thought that Euramerica and Gondwana joined together before Atokan (possibly as early as in Chesterian time; C. A. Ross et J. R. P. Ross, 1985, 28), when *Capillomesolobus* evolved. (2) Migration toward northeast and then to the east was somewhat hampered by cold-water currents; this barrier was possibly not so important because the genus was found also in the Boreal Realm (Gobbett, 1963, 120; Afanasjeva, 1978, 105). (3) Migration toward south was also inhibited by low temperatures and very long route. (4) Deep ocean closed the route on the west side of Pangaea, but there were also present cratonic blocks (C. A. Ross et J. R. P. Ross, 1985, 27) which possibly had some role in migration of *Capillomesolobus*.

Another less probable possibility is that finely capillate mesolobid forms originated independently in Pennsylvanian of North America and in Carboniferous in Europe.

Further steps of migration of *Capillomesolobus* are somewhat easier explained (fig. 7 B and C). *Capillomesolobus* was present in the Lower and Middle Permian at cratonic blocks Honshu and Sonomia, respectively. Summarily it can be said that genus *Capillomesolobus* was cosmopolitan, present on the east and west coast of Pangaea and also on cratonic blocks in Panthalassa. In comparison with it the genus *Paramesolobus* was restricted both biogeographically (to the east coast of Pangaea) and stratigraphically (to Upper Carboniferus and posibly to lower part of Lower Permian). Thus the separation of mesolobid chonetacean genera *Capillomesolobus, Mesolobus* and *Paramesolobus* has important biostratigraphic and paleobiogeographic implications.

Capillomesolobus karavankensis n. sp.
Pl. 1.1—1.25; fig. 8 A, B; fig. 9 A, B, C

1986 New genus A sp. 1 — Pecar, p. 137, 138, pl. 1, figs. 23—28.

Etymology: *Karavankensis* — after Karavanke Mountains, the area of the localities of this species.

Types: Holotype: TMJ 1274. Paratypes: KGPL 5356, TMJ 1219, 1212, 1282, KGPL 5411, TMJ 1278.

Type locality, type horizon and age: Spodnja počivala (locality 1), Karavanke Mountains. Dark-grey to black shale. Gzhelian.

Localities and material: Locality 1, Gzhelian, 15 specimens (2 conjoined valves, 9 pedicle valves, 5 brachial valves). Locality 2, Gzhelian, 23 specimens (12 pedicle valves, 11 brachial valves). Locality 3, Gzhelian, 1 specimen (pedicle valve).

Diagnosis: Medium size *Capillomesolobus* with moderately expressed ventral median lobe and moderately pronounced ventral lateral plications.

Description: Medium size for genus, subrectangular to subtrapezoidal, shell width greater than length, widest shortly before hinge or at hinge. Cardinal extremities moderately acute-angled to obtuse-angled, ears moderately

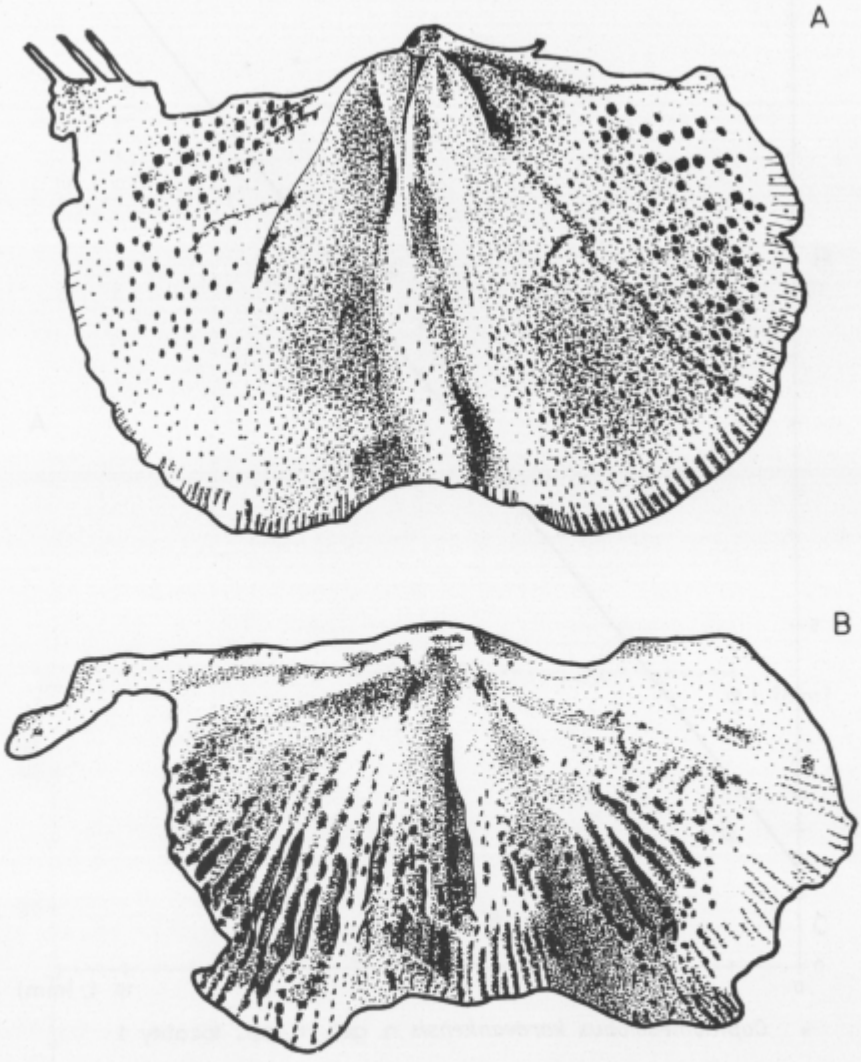
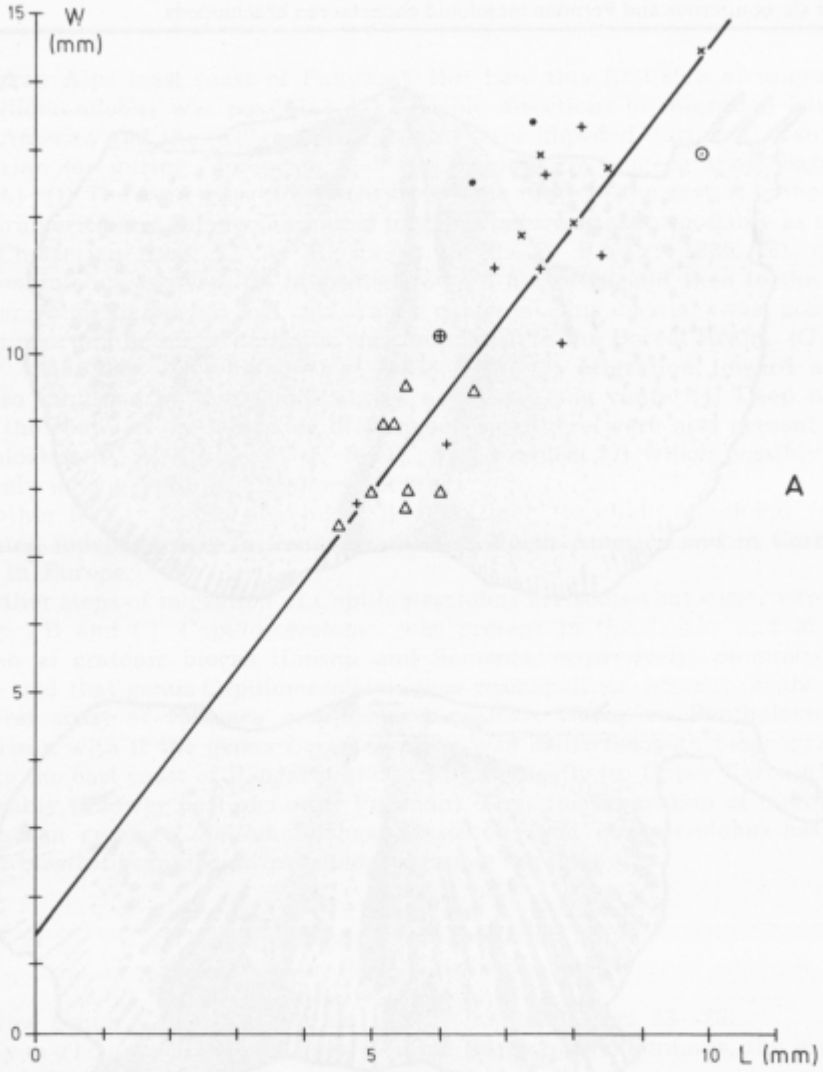


Fig. 8. *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp.
A pedicle valve, mould of interior × 8. 1, TMJ 1274, locality 1, Karavanke Mountains, Gzhelian; *B* brachial valve, mould of interior × 8. 2, TMJ 1224/1, locality 2, Karavanke Mountains, Gzhelian

Sl. 8. *Capillomesolobus karavankensis* n. gen, n. sp.
A pecljeva lupina, odtis notranjosti × 8. 1, TMJ 1274, najdišče 1, Karavanke, gželij; *B* ramenska lupina, odtis notranjosti × 8. 2, TMJ 1224/1, najdišče 2, Karavanke, gželij



× *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp., locality 1

• *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp., locality 2

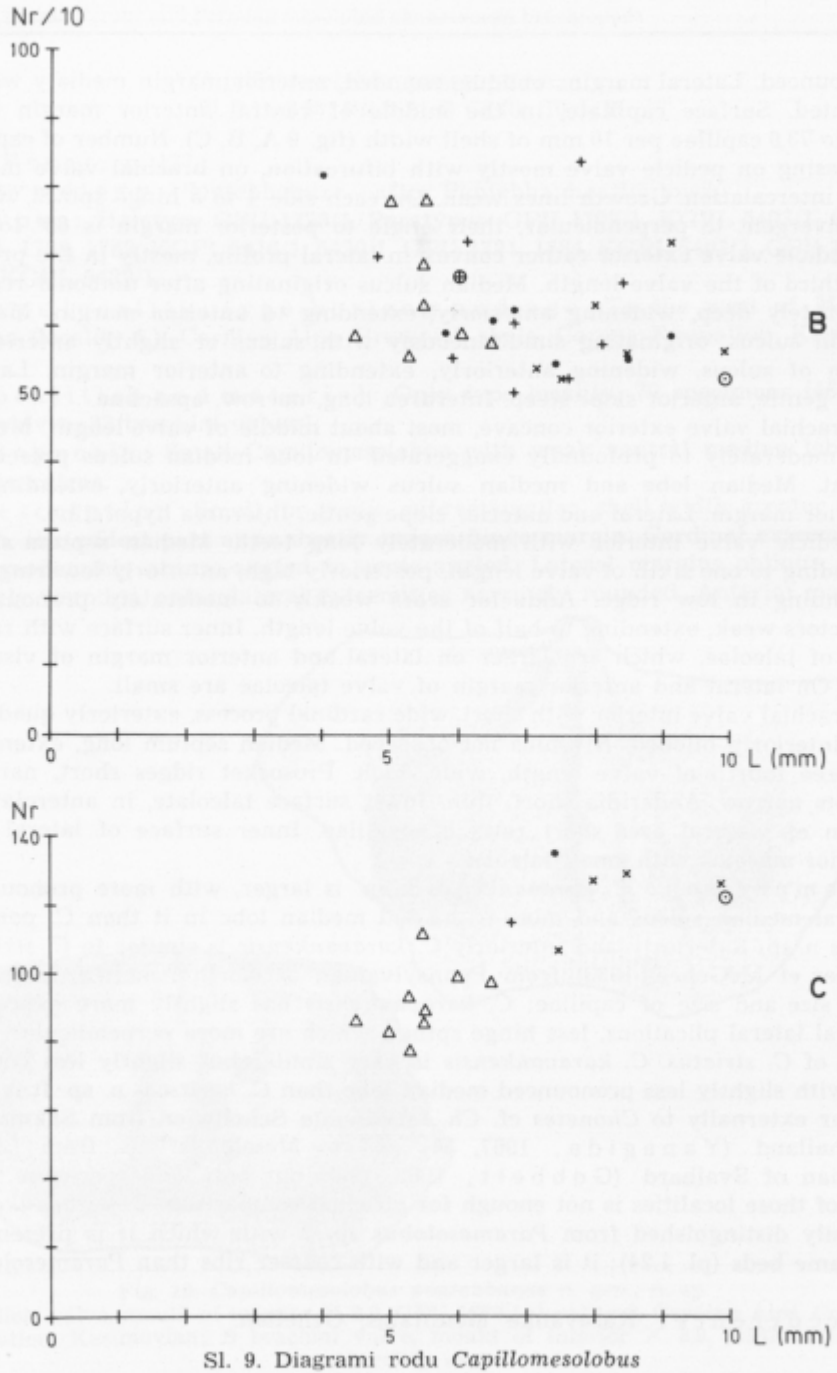
⊙ *Capillomesolobus karavankensis* n. gen., n. sp., locality 3

△ *Capillomesolobus pontebbanus* n. gen., n. sp., locality 6

\+ *Capillomesolobus heritschi* n. gen., n. sp., locality 5 (pink reef limestone)

⊕ *Capillomesolobus heritschi* n. gen., n. sp., locality 5 (unit C)

Fig. 9. Diagrams of the genus *Capillomesolobus*
A length against maximal width; *B* length against number of ribs on 10 mm of width at ventral anterior margin; *C* length against total number of ribs at ventral anterior margin
At A the regression line for (+) is $W = 1.49 + 1.31\,L$, $r = +0.82$, $P < 0{,}02$



Sl. 9. Diagrami rodu *Capillomesolobus*

A dolžina proti največji širini; *B* dolžina proti številu reber na 10 mm širine sprednjega robu pecljeve lupine; *C* dolžina proti celotnemu številu reber sprednjega robu pecljeve lupine

Pri A je regresijska premica za (+) $W = 1.49 + 1.31\,L$, $r = +0.82$, $P < 0.02$

pronounced. Lateral margins oblique, rounded, anterior margin medialy widely indented. Surface capillate, in the middle of ventral anterior margin from 52.8 to 73.0 capillae per 10 mm of shell width (fig. 9 A, B, C). Number of capillae increasing on pedicle valve mostly with bifurcation, on brachial valve mostly with intercalation. Growth lines weak. On each side 4 to 5 hinge spines, which are divergent to perpendicular, their angle to posterior margin is 65° to 90°.

Pedicle valve exterior rather convex in lateral profile, mostly in the posterior third of the valve length. Median sulcus originating after umbonal region, moderately deep, widening anteriorly, extending to anterior margin. Median fold in sulcus, originating simultaneously with sulcus or slightly anterior to origin of sulcus, widening anteriorly, extending to anterior margin. Lateral slope gentle, anterior slope steep. Interarea long, narrow, apsacline.

Brachial valve exterior concave, most about middle of valve length. Median lobe moderately to profoundly exaggerated. In lobe median sulcus present or absent. Median lobe and median sulcus widening anteriorly, extending to anterior margin. Lateral and anterior slope gentle. Interarea hypercline.

Pedicle valve interior with moderately long teeth. Median septum short, extending to one sixth of valve length, posteriorly high, anteriorly lowering and continuing in low ridge. Adductor scars weakly to moderately pronounced. Diductors weak, extending to half of the valve length. Inner surface with radial rows of taleolae, which are larger on lateral and anterior margin of visceral area. On lateral and anterior margin of valve taleolae are small.

Brachial valve interior with short, wide cardinal process, exteriorly quadrilobed, interiorly bilobed. Alveolus not observed. Median septum long, extending to three fourth of valve length, wide, high. Prosocket ridges short, narrow, sockets narrow. Anderidia short, thin. Inner surface taleolate, in anterolateral region of visceral area short rows of papillae. Inner surface of lateral and anterior margins with small taleolae.

Comparison: *C. karavankensis* n. sp. is larger, with more pronounced ventral median sulcus and more expressed median lobe in it than *C. pontebbanus* n. sp. Exteriorly and interiorly *C. karavankensis* is similar to *C. striatus* (Weller et McGehee, 1933) from Pennsylvanian of North America, including shell size and size of capillae; *C. karavankensis* has slightly more expressed ventral lateral plications, less hinge spines, which are more perpendicular than those of *C. striatus*. *C. karavankensis* is very similar but slightly less convex and with slightly less pronounced median lobe than *C. heritschi* n. sp. It is also similar externally to *Chonetes* cf. *Ch. latesinuata* Schellwien from Sakmarian of Thailand (Yanagida, 1967, 86) and to *Mesolobus?* sp. from Lower Permian of Svalbard (Gobbett, 1963, 120), but only one specimen from each of those localities is not enough for efficient comparison. *C. karavankensis* is easily distinguished from *Paramesolobus* sp. 2 with which it is present in the same beds (pl. 1.24); it is larger and with coarser ribs than *Paramesolobus* sp. 2.

Occurrence: Karavanke Mountains, Gzhelian.

Capillomesolobus pontebbanus n. sp.
Pl. 2.1—2.25; fig. 9 A, B C; fig. 10 A, B

1986 Pecar, p. 137.

Etymology: *Pontebbanus* — after Pontebba, nearby town.

Types: Holotype GPU 1778/1. Paratypes: GPU 1779/1, KGPL 5403/1, GPU 1777/1, 1782, 1783, KGPL 5416/1, 5420/1, GPU 1781, 1784, KGPL 5402/2, GPU 1785, 1786, KGPL 5422/1.

Type locality, type horizon and age: To the west of Monte Corona (locality 6,), Carnian Alps. Brownish shale, Corona Formation. Kasimovian.

Localities and material: Only type locality, 79 specimens (46 pedicle valves, 33 brachial valves).

Diagnosis: Small *Capillomesolobus* with weak ventral median lobe in median sulcus.

Description: Small for genus, subrectangular, shell width greater than length, the widest part at or shortly before hinge margin. Cardinal extremities from moderately obtuse-angled to acute-angled. Lateral margins oblique, moderately rounded, anterolateral extremities narrowly rounded. Anterior margin

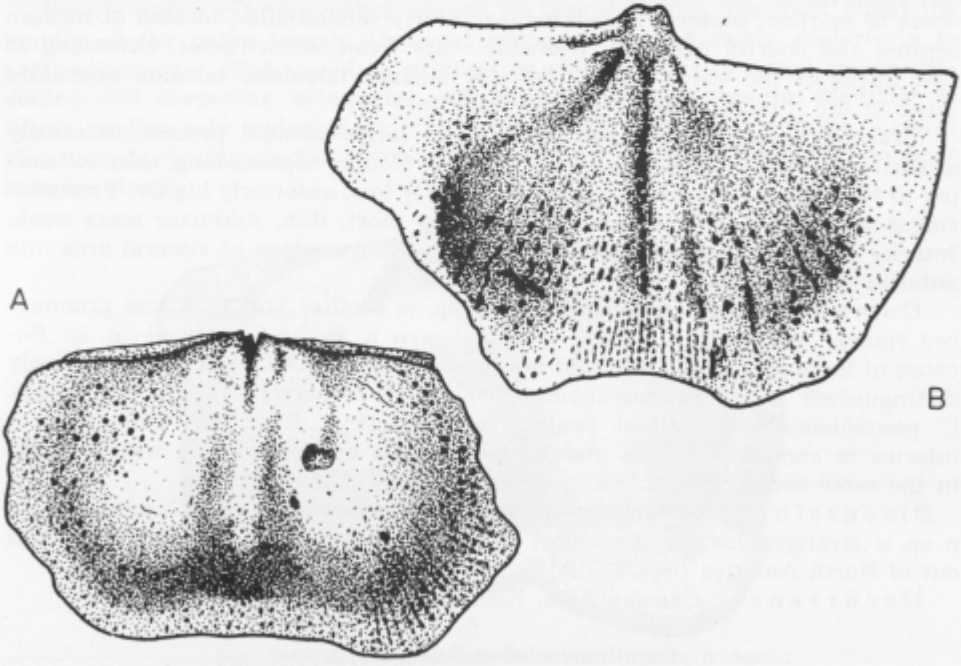


Fig. 10. *Capillomesolobus pontebbanus* n. gen., n. sp.
A pedicle valve, mould of interior × 9.0, GPU 1779/1, locality 6, Carnian Alps, Corona Formation, Kasimovian; *B* brachial valve, mould of interior × 8.9, GPU 1785, the same locality as for *A*

Sl. 10. *Capillomesolobus pontebbanus* n. gen., n. sp.
A pecljeva lupina, odtis notranjosti × 9.0, GPU 1779/1, najdišče 6, Karnijske Alpe, formacija Corona, kasimovij; *B* ramenska lupina, odtis notranjosti × 8.9, GPU 1785, isto najdišče kot pri *A*

medially indented. Surface capillate, the number of capillae in the middle of anterior margin of pedicle valve from 55.9 to 79.2 on 10 mm of valve width. On ventral valve capillae increasing in number mostly with bifurcation, on dorsal valve mostly with intercalation. Growth lines weak. Hinge spines at least four on each side, divergent, near right-angled.

Pedicle valve exterior markedly convex in lateral profile, mostly in anterior half of shell length. In anterior profile narrowly convex, most in the middle third of valve width. Umbonal slope steep. Wide, shallow median sulcus originating at about second fifth of shell length, widening anteriorly. In sulcus median lobe present or absent, widening anteriorly, extending to anterior margin. Flanks bounding sulcus forming divergent plications. Lateral slope steep, anterior slope gentle. Interarea long, narrow, anacline to orthocline.

Brachial valve exterior rather concave, mostly on the border between posterior and middle third of valve length. More or less expressed median lobe, widening anteriorly, medially in lobe, sulcus present or absent. Anterior and lateral slope moderately steep. Interarea long, orthocline.

Pedicle valve interior with little hinge teeths. Median septum short, extending to one fifth of valve length, narrow, high, continuing anteriorly sometimes in low ridge, which extends to the middle of the valve length. Adductor scars weak to marked, posteriorly pointed, anteriorly semicircular, located at median septum and shortly before it. Diductor scars weak, semicircular, extending to two thirds of the valve length. Interior surface taleolate, taleolae especially large in the transition of the lateral slope into ears.

Brachial valve interior with moderatelly large cardinal process, exteriorly quadrilobed. Alveolus small, conical, shallow. Median septum long, thin, extending to four fifth of the valve length, posteriorly low, anteriorly higher. Prosocket ridges short, thin, sockets shallow. Anderidia short, thin. Adductor scars weak. Interior taleolate, taleolae especially large in the transition of visceral area into anterior margin.

Comparision: *C. pontebbanus* n. sp. is smaller and with less pronounced ventral median lobe than *C. karavankensis* n. sp. or *C. heritschi* n. sp. Because of its much smaller size and because of finer ribs *C. pontebbanus* is easily distinguished from *Paramesolobus* sp. 1 which is present in the same beds. *C. pontebbanus* has distinct ventral median sulcus, finer ribs and different interior in comparison with undescribed species of *Neochonetes* which occurs in the same beds.

Discussion: Paleobiogeographically it is noteworthy that *C. pontebbanus* n. sp. is stratigraphically the oldest known species of genus *Capillomesolobus* out of North America (figs. 6, 7 A).

Occurrence: Carnian Alps, Kisimovian.

Capillomesolobus heritschi n. sp.
Pl. 3.1—3.9; fig. 9 A, B, C; fig. 11

1900 *Chonetes sinuosa* Schellwien — Schelwien, p. 38, pl. 9, figs. 17—18.
1938 *Chonetes* n. sp. — Heritsch, p. 103, pl. 7, figs. 6—7.
1986 New genus A sp. 2 — Pecar, p. 137, 138, pl. 1, figs. 29—32.

Etymology: In honor of Austrian geologist Franz Heritsch who recognized this form as new species.

Types: Holotype: KGPL 5358. Paratypes: KGPL 5423, 5424, 5357, 5425.

Type locality, type horizon and age: Dolžanova soteska (locality 5), Karavanke Mountains. Secondary occurrence of reddish reef limestone, Trogkofel Limestone. Sakmarian or Artinskian.

Localities and material: Secondary occurrence (the rubbel of the abandoned quarry) of reddish reef limestone in type locality, 18 specimens (5 conjoined valves, 7 pedicle valves, 6 brachial valves). Unit A in locality 5, 1 specimen (pedicle valve). Unit C between two successions of reddish reef limestone in locality 5, 4 specimens (1 conjoined valve, 3 brachial valves).

Diagnosis: Medium size *Capillomesolobus* with well developed, posteriorly extending umbonal region and with pronounced ventral lateral plications.

Description: Medium size for genus, subtrapezoidal to subrectangular shell width greater than length, hinge usually the widest part. Cardinal extremities rectangular to slightly acute-angled, ears not marked. Lateral margins oblique, anterior margin widely indented. Surface capillate, in the middle part of the ventral anterior margin from 50.7 to 84.7 capillae per 10 mm of shell width. In posterolateral regions of brachial valve the lateral parts of capillae turned posteriorly. Hinge spines divergent, their angle to posterior margin is 75° to 85°.

Pedicle valve exterior rather convex in lateral profile, the most about the middle of the valve length. Umbonal region extending fairly posteriorly to posterior margin. Median sulcus originating shortly after umbonal region, widening and deepening anteriorly, extending to anterior margin. Medially in sulcus median fold widening anteriorly, extending to anterior margin. Lateral plications bordering median sulcus rather acutely formed. Lateral and anterior margins steep.

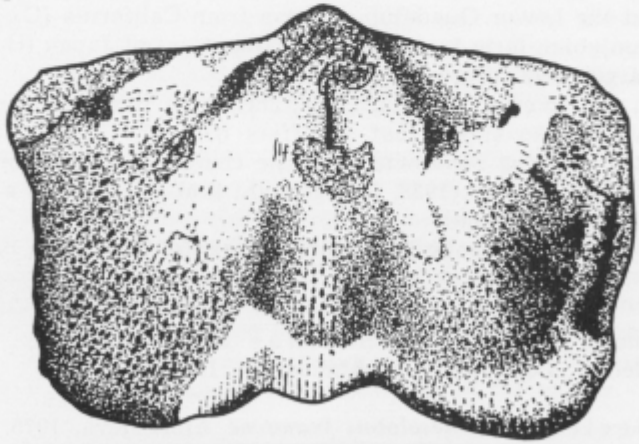


Fig. 11. *Capillomesolobus heritschi* n. gen, n. sp.
Pedicle valve, mould of interior × 8.7, KGPL 5358, locality 5, rosered reef limestone, Karavanke Mountains, Trogkofel Limestone, Sakmarian or Artinskian

Sl. 11. *Capillomesolobus heritschi* n. gen., n. sp.
Pecljeva lupina, odtis notranjosti × 8.7, KGPL 5358, najdišče 5, rožnato rdeči grebenski apnenec, Karavanke, trogkofelski apnenec, sakmarij ali artinskij

Brachial valve exterior concave, most near the middle of valve length. Median fold and median sulcus within it are more or less pronounced, widening anteriorly, extending to anterior margin.

Pedicle valve interior with median septum, which is posteriorly high, anteriorly lowering, continuing to median ridge. Muscle scars weak. Visceral area excavated. Inner surface taleolate, in lateral and anterior parts of visceral area papillose, on lateral and anterior margin finely taleolate.

Brachial valve interior with short, wide cardinal process, interiorly bilobed. Median septum high. Alveolus small, shallow, conical. Prosocket ridges short. Sockets short, wide, shallow. Inner surface taleolate. Papillae in the anterolateral margin of visceral area, in the middle of each half of visceral area a group of papillae.

Other exterior and interior structures were not observed.

Comparison: *C. heritschi* n. sp. is on the average smaller, with more pronounced ventral lateral plications and with stronger umbonal region than *C. karavankensis* n. sp. In the last two mentioned features and more pronounced median fold it differs from *C. pontebbanus* n. sp. Stratigraphically interesting but inefficient is comparison with other Lower Permian forms of the genus *Capillomesolobus* which are represented with only one or a few specimens. The Asselian(?) specimen from Svalbard (Gobbett, 1963, 120) is uncompletely preserved. *C. heritschi* has a deeper median sulcus and more acutely formed lateral plications of the pedicle valve than the specimen from Sakmarian of Thailand (Yanagida, 1967, 86). Rather similar to *C. heritschi* is the form from Sakamatozawa Series (Sakmarian) of Japan (Nakamura, 1959, 205). In comparison with Middle and Upper Permian forms of genus *Capillomesolobus* the species *C. permianus* (Cooper et Grant, 1975, 1266) is similar to *C. heritschi* but the Lower Guadalupian form from California (Cogan, 1960, 291) and the Punjabian form from Kitakami Mountains of Japan (Hayasaka, 1925, 93) are larger and differently formed.

Discussion: Schellwien (1900, 38) which first described this form from Dolžanova soteska stated that it differs from the Upper Carboniferous species *Chonetes sinuosus* Schellwien. But he could not decide for erection of a new species. Heritsch (1938, 103) thought that this form is a new species but he did not name it formally.

Occurrence: Karavanke Mountains, Trogkofel Limestone, Sakmarian or Artinskian.

Subfamily Rugosochonetinae Muir-Wood, 1962
Genus *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975

Type species: *Paramesolobus ivanovae* Afanasjeva, 1975.

Diagnosis (modified): Medium size, costellate to capillate Rugosochonetidae with ventral median sulcus in which median lobe is present or absent.

Comparison: This genus is larger and with coarser ribs in comparison with *Capillomesolobus* n. gen., but resembles it because of frequent presence of the median lobe in the ventral median sulcus. Genus *Chonetinella* Ramsbottom can be distinguished by the lack of the median lobe in ventral median sulcus, but the number of ribbs per unit of width can be similar.

Species assigned to genus: *Chonetes sinuosus* Schellwien, 1898, Carnian Alps, Spain?, Moscovian-Kasimovian. *Chonetes latesinuatus* Schellwien, 1892, Carnian Alps, Karavanke Mountains, Hungary, Croatia, China, Kasimovian-Gzhelian, Asselian?. *Chonetes latesinuatus miaokouensis* Chao, 1928, China, Spain, Moscovian-Kasimovian, Lower Permian?. *Chonetes moelleri carnicus* Gortani, 1905, Carnian Alps, Kasimovian. *Paramesolobus* sp. 1, Carnian Alps, Kasimovian (present paper). *Paramesolobus* sp. 2, Karavanke Mountains, Gzhelian (present paper). *Paramesolobus ivanovae* Afanasjeva, 1975, Russian Platform, Kasimovian. *Paramesolobus luganicus* Aisenverg, 1895, Donetz Basin, Kasimovian.

Chonetes latesinuatus tsunyiensis Huang, 1932 from the Upper Permian of China is poorly known and probably does not belong to genus *Paramesolobus*. Jing et Hu (1978, 126) assigned it to genus *Tenuichonetes* Jing et Hu. The stratigraphical distribution of the species assigned to genus *Paramesolobus* is shown on fig. 5.

Discussion: The fact that the first three known species of genus *Paramesolobus* were described from the Carnian Alps, illustrates the importance of this area for the study of genus *Paramesolobus*. These species are: *Chonetes sinuosus* (described 1892, the name was corrected 1898), *Chonetes latesinuatus* (described 1892) and *Chonetes moelleri carnicus* (described 1905). During the work for the present paper the original Schellwien's (1892) specimens here not available in the museum (Halle, German Democratic Republic) where Schellwien cited their repository. Also during the present work the type locality of *Chonetes sinuosus* in Carnian Alps (bed 6 of the Krone section) was not found. The type localities of other two species in Carnian Alps were not examinated during this work. No original or topotype specimen of *Chonetes latesinuatus* Schellwien, 1892 is available. This species was described from Spiriferenschicht near Monte Carnizza, to the west of Monte Corona. Only two specimens of *Chonetes moelleri carnicus* are now available (Gortani's collection from Monte Pizzul, partially housed in museum in Udine).

It is clear that the revision of species from the Carnian Alps will be significant for the study of *Paramesolobus*. Further field work in this area with collection of topotype material is needed. The present work reveals that at least two species of *Paramesolobus* are present in the Upper Carboniferous of Carnian Alps and Karavanke Mountains. Earlier mentioned fact preclude the definitive identification of species of *Paramesolobus* in the present paper. However, the need of completeness of presentation of mesolobid chonetacean brachiopods of the area and the need of comparation of *Paramesolobus* with *Capillomesolobus* n. gen. make the presentation of data about *Paramesolobus* necessary. The work on this genus is being continued by the author.

Paramesolobus sp. 1

Pl. 3.10—3.21, 4.1—4.12; fig. 12 A, B; fig. 13 A, B, C

1986 Pecar, p. 137.

Locality and material: Locality 6, Corona Formation, Kasimovian, 203 specimens (2 conjoined valves, 124 pedicle valves, 77 brachial valves).

Description: Large for genus, subcircular, shell width greater than length, hinge widest part. Ears moderately large and nearly right-angled. Sides

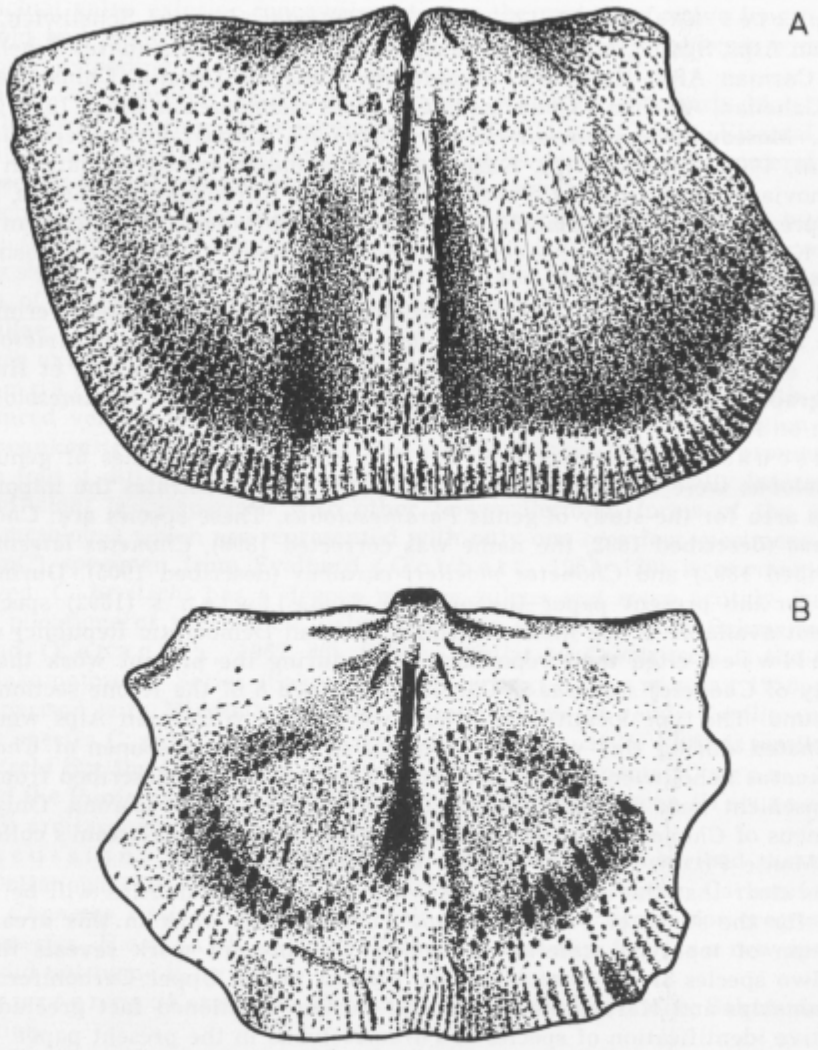


Fig. 12. *Paramesolobus* sp. 1
A pedicle valve, mould of interior × 5.3, GPU 1791/1, locality 6, Carnian Alps, Corona Formation, Kasimovian; *B* brachial valve, mould of interior × 5.0, KGPL 5429/1, the same locality as for *A*

Sl. 12. *Paramesolobus* sp. 1
A pecljeva lupina, odtis notranjosti × 5.3, GPU 1791/1, najdišče 6, Karnijske Alpe, formacija Corona, kasimovij; *B* ramenska lupina, odtis notranjosti × 5.0, KGPL 5429/1, isto najdišče kot pri *A*

oblique, concave. Anterior margin slightly medially indented. Surface capillate, capillae numbering from 29.7 to 45.2 per 10 mm at the middle of the ventral anterior margin. Number of capillae increasing predominantly with bifurcation on pedicle valve and predominantly with intercalation on brachial valve. Growth lines weak. Posterior margin with at least 5 divergent hinge spines on each side of the beak, they emerge at about 45° to the hinge.

Pedicle valve exterior in lateral profile rather convex, the most convex in posterior two thirds of the valve length. In anterior profile the valve is the most convex in the middle third of width. Umbonal region only slightly extending posteriorly to posterior margin. Median sulcus originating shortly anteriorly to umbo, shallow, widening anteriorly. In median sulcus a weak median fold is present or absent, widening anteriorly. Lateral slope more steep than anterior. Interarea long, narrow, anacline to apsacline. Pseudodeltidium was not seen.

Brachial valve exterior moderately convex, in the lateral profile the most convex on the border between the posterior and middle third of length. Shallow median fold originating slightly anterior to umbo, widening anteriorly. In median fold the median sulcus is present or absent, originating simultaneously as median fold, widening anteriorly. Anterior and lateral slope gentle. Interarea long, narrow, hypercline. Hilidium was not seen.

Pedicle valve interior with short hinge teeth. Median septum short, thin, continuing anteriorly in low median ridge, which sometimes becomes again higher and septum-like anteriorly. Two paramedian ridges can be present in the middle of the valve. Adductor scars moderately expressed. Diductor muscle scars tear-like, extending to two fifths of valve length. Visceral area pronouncedly concave. Interior surface taleolate, taleolae larger on anterolateral border of visceral area and on ears. On lateral and anterior margins taleolae small.

Brachial valve interior with small cardinal process, quadrilobed exteriorly, bilobed interiorly. Alveolus small, shallow, conical. Median septum long, extending to three fifth of valve length, thin, posteriorly low, anteriorly becoming higher and wider, then lowering again. Prosocket ridges moderately long, thin, sockets shallow. Anderidia thin. Adductor scars weak, semicircular. Inner surface taleolate, especially large taleolae in anterolateral parts of visceral area. Only scarce taleolae on ears.

Comparison: *Paramesolobus* sp. 1 is larger than *Paramesolobus* sp. 2, has finer ribs, less distinguished ventral median sulcus and less distinguished ventral median lobe in it. It is likely that *Paramesolobus* sp. 1 is the same species which Schellwien (1892, 29) described as *Chonetes lobatus* and subsequently (Schellwien, 1898, 360) corrected this name to *Chonetes sinuosus*. The lectotype or neotype for this species are not erected in the present paper because neither the original Schellvien's material non the topotype material are available (locality 6 is probably not the same as Schellwien's bed 6 of Krone section). Comparison with *Chonetes moelleri carnicus* Gortani, 1905 (two specimens are reposited in museum in Udine, one of them is figured in Gortani, 1905, pl. 14, fig. 17 a, b) shows that this species might be the same as *Paramesolobus* sp 1, but more material from Gortani's locality will be needed for efficient comparison. *Paramesolobus* sp. 1 is larger and with finer ribs than *P. ivanovae* Afanasjeva, 1975. It is smaller and with finer ribs than

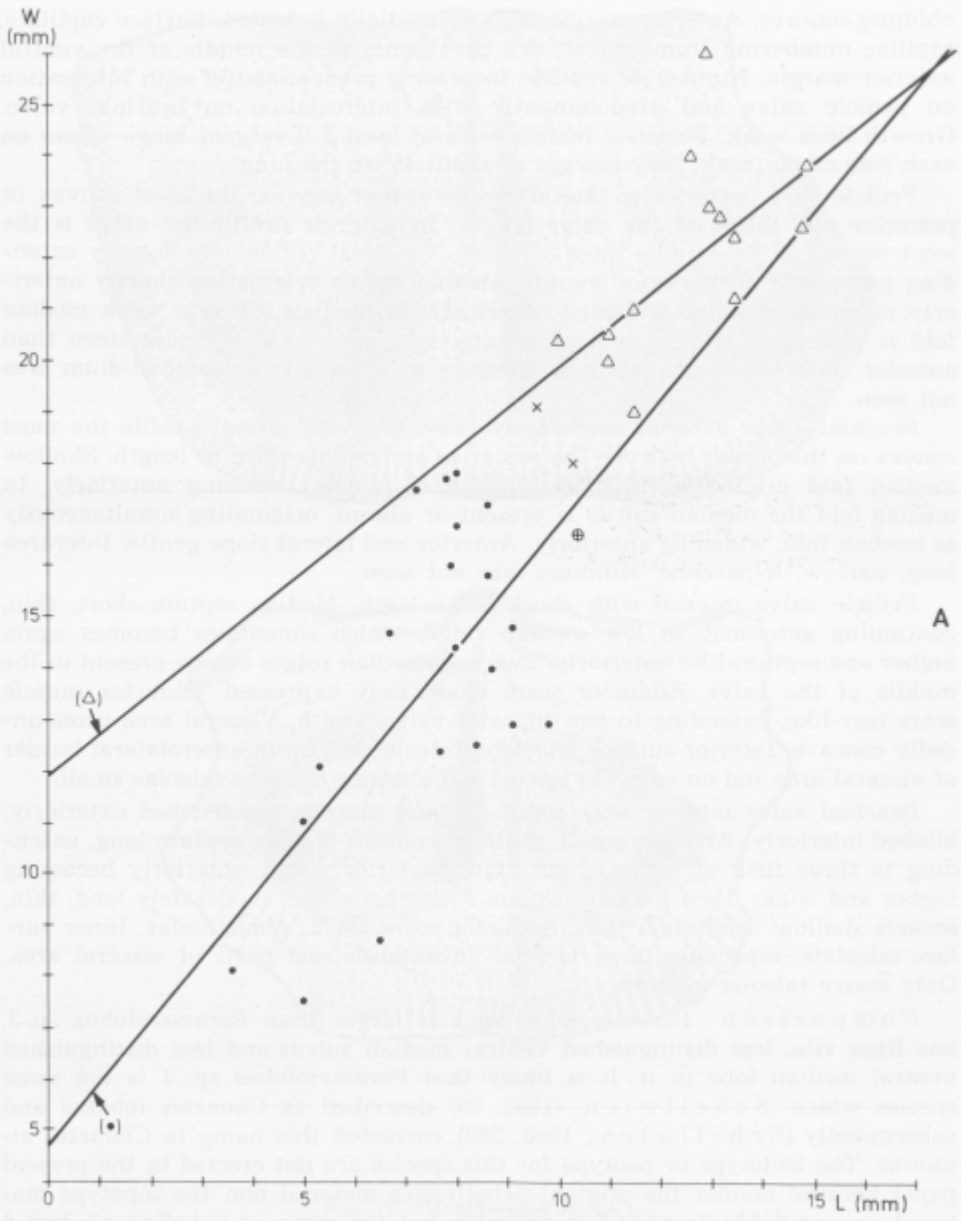
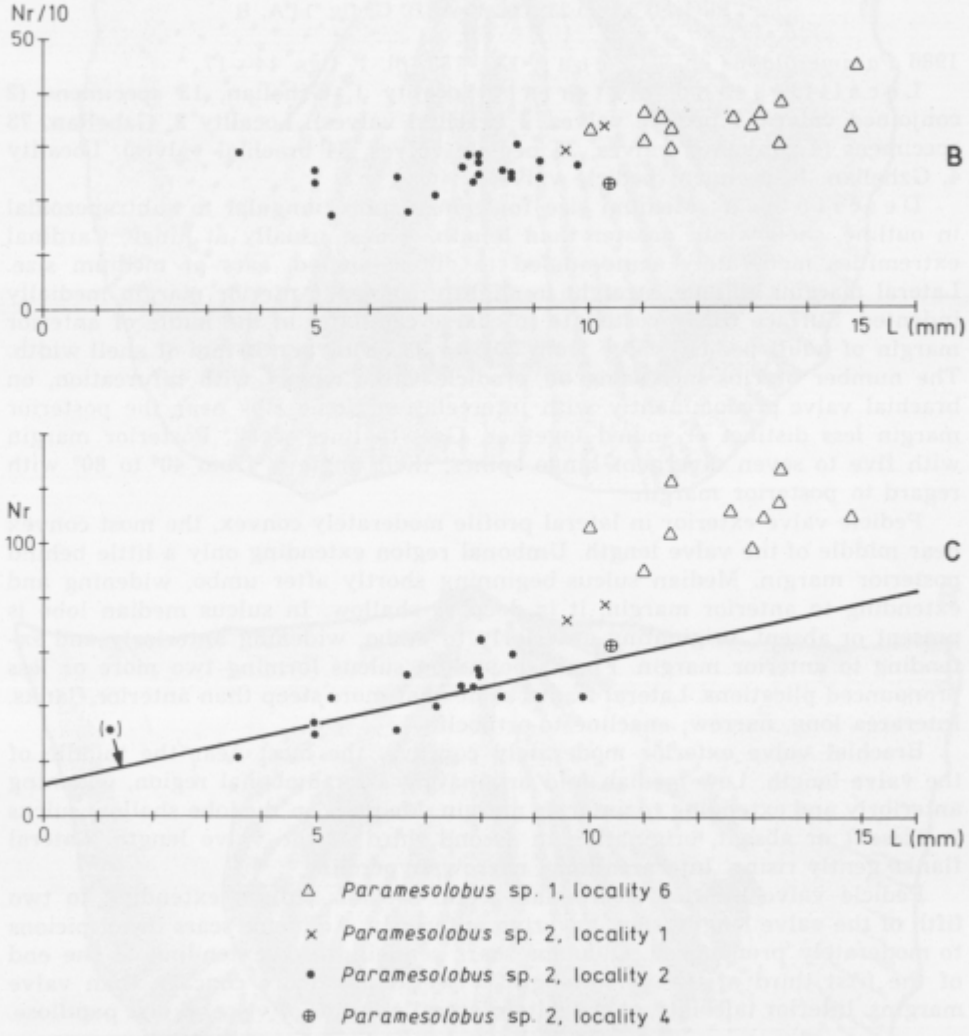


Fig. 13. Diagrams of genus *Paramesolobus*
A length against maximal width; *B* length against number of ribs per 10 mm of width et ventral anterior margin; *C* length against total number of ribs at ventral anterior margin
At *A* the regression line for (△) is $W = 11.97 + 0.80\,L$, $r = +0.61$, $P < 0.01$; for (•) is $W = 4.76 + 1.20\,L$, $r = +0.61$, $P < 0.01$. At *C* the regression line for (•) is $Nr = 11.61 + 4.53\,L$, $r = +0.69$, $P < 0.01$



Sl. 13. Diagrami rodu *Paramesolobus*
A dolžina proti največji širini; *B* dolžina proti številu reber na 10 mm širine sprednjega robu pecljeve lupine; *C* dolžina proti celotnemu številu reber sprednjega robu pecljeve lupine
Pri *A* je regresijska premica za (△) $W = 11.97 + 0.80\,L$, $r = +0.61$, $P < 0.01$; za (•) je $W = 4.76 + 1.20\,L$, $r = +0.61$, $P < 0.01$. Pri *C* je regresijska premica za (•) $Nr = 11.61 + 4.53\,L$, $r = +0.69$, $P < 0.01$

P. luganicus Aisenverg, 1985. It is similar to the Chinese species *Chonetes latesinuatus miaokouensis* Chao, 1928. *Paramesolobus* sp. 1 can be easily distinguished from the also mesolobid, but much smaller and more finely ribbed species *Capillomesolobus pontebbanus* n. sp. with which it is present in the same beds.

Paramesolobus sp. 2

Pl. 1.24, 5.1—5.23; fig. 13 A, B, C; fig. 14 A, B

1986 *Paramesolobus* sp. — Pecar, 137, 138, pl. 1, figs. 14—17.

Localities and material: Locality 1, Gzhelian, 13 specimens (2 conjoined valves, 7 pedicle valves, 4 brachial valves). Locality 2, Gzhelian, 73 specimens (4 conjoined valves, 35 pedicle valves, 34 brachial valves). Locality 4, Gzhelian, 1 specimen (pedicle valve).

Description: Medium size for genus, subrectangular to subtrapezoidal in outline, shell width greater than length, widest usually at hinge. Cardinal extremities moderately acute-angled to obtuse-angled, ears of medium size. Lateral margins oblique, straight to slightly convex. Anterior margin medially indented. Surface finely costellate to coarse capillate, in the midle of anterior margin of adult pedicle valve from 20.5 to 33.4 ribs per 10 mm of shell width. The number of ribs increasing on predicle valve mostly with bifurcation, on brachial valve predominantly with intercalation. Some ribs near the posterior margin less distinct or joined together. Growth lines weak. Posterior margin with five to seven divergent hinge spines, their angle is from 40° to 80° with regard to posterior margin.

Pedicle valve exterior in lateral profile moderately convex, the most convex near middle of the valve length. Umbonal region extending only a little behind posterior margin. Median sulcus beginning shortly after umbo, widening and extending to anterior margin, it is deep to shallow. In sulcus median lobe is present or absent, originating anteriorly to umbo, widening anteriorly and extending to anterior margin. Flanks bounding sulcus forming two more or less pronounced plications. Lateral flanks somewhat more steep than anterior flanks. Interarea long, narrow, anacline to orthocline.

Brachial valve exterior moderately concave, the most near the middle of the valve length. Low median fold originating after umbonal region, widening anteriorly and extending to anterior margin. Medially in the lobe shallow sulcus is present or absent, originating in second third of the valve length. Lateral flanks gently rising. Interarea long, narrow, hypercline.

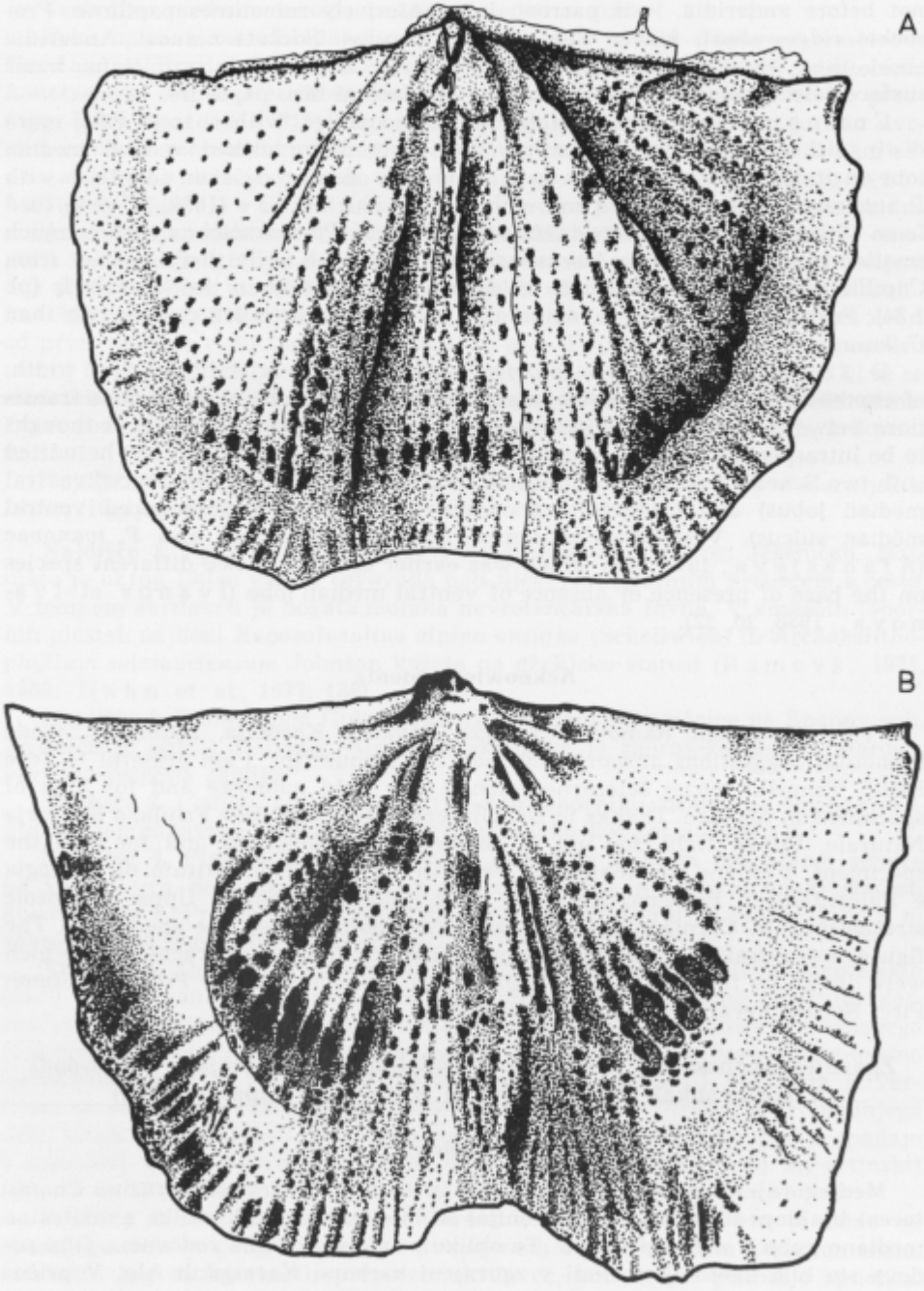
Pedicle valve interior with small teeth. Median septum extending to two fifth of the valve length, thin, lowering anteriorly. Adductor scars inconspicions to moderately pronounced. Diductor scars semielliptical, extending to the end of the first third of the valve length. Visceral disc more concave than valve margins. Interior taleolate, at the anterolateral margins of visceral disc papillose.

Fig. 14. *Paramesolobus* sp. 2

A pedicle valve, mould of interior × 8.7, TMJ 1227/1, locality 2, Karavanke Mountains, Gzhelian; *B* brachial valve, mould of interior × 8.0, TMJ 1222, the same locality as for *A*

Sl. 14. *Paramesolobus* sp. 2

A pecljeva lupina, odtis notranjosti × 8.7, TMJ 1227/1, najdišče 2, Karavanke, gželij; *B* ramenska lupina, odtis notranjosti × 8.0, TMJ 1222, isto najdišče kot pri *A*


A
B

Brachial valve interior with short, wide cardinal process, exteriorly quadrilobed, interiorly bilobed. Alveolus small, shallow, conical. Median septum begins not before anderidia, it is narrow, low, anteriorly sometimes papillose. Prosocket ridges short, fusing with cardinal process. Sockets narrow. Anderidia short, thin. Anterior adductors weak, posterior adductors inconspicious. Inner surface taleolate, anterolateral margins of visceral disc papillose.

Comparison: *Paramesolobus* sp. 2 is smaller, with coarser ribs, more distinguished ventral median sulcus and more distinguished ventral median lobe in it than *Paramesolobus* sp. 1. It is very similar or even identical with *P. ivanovae* Afanasjeva, 1975 and with species which Chao (1928, 22) described from China as *Chonetes latesinuatus* Schellwien. *Paramesolobus* sp. 2 is much smaller from *P. luganicus* Aisenverg, 1985. It can be easly distinguished from *Capilllomesolobus karavankensis* n. sp. which is present in the same beds (pl. 1.24); *Paramesolobus* sp. 2 is remarkably larger and has much coarser ribs than *C. karavankensis* n. sp.

Discussion: This species shows a considerable variability of shell width, of expression of ventral median sulcus and of median lobe in it. Various transitions between narrow and wide specimens exist, and this variability is thought to be intraspecific. The statements of Chao (1928, 22) were similar; he united both two Schellwien's species *Chonetes sinuosus* (species with pronounced ventral median lobus) and *Chonetes latesinuatus* (species with pronounced ventral median sulcus). Variability of ventral median lobe shows also *P. ivanovae* (Afanasjeva, 1975, 105) which was earlier divided in two different species on the base of presence or absence of ventral median lobe (Ivanov et Ivanova, 1936, 20, 22).

Acknowledgements

Prof. Dr. Anton Ramovš, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana, made numerous suggestions at work and read the manuscript. I am grateful to Jože Bedič, Tehniški muzej železarne Jesenice, for field guidance and for loan of specimens in his care. Thanks to Dr. Giuseppe Muscio, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine, Italy, for use of the museum collections and for loan the specimens. I extend my thanks to Dr. Corrado Venturini, Istituto di Geologia e Paleontologia, Bologna, Italy, for field guidance through Upper Paleozoic stratigraphy in Carnian Alps. Marjan Grm photographed the specimens. The figures were drafted by Metka Karer except the figures of brachiopods which were drawn by the author. The English text was corrected by Prof. Dr. Simon Pirc. Renata Pečar typed the manuscript.

Zgornjekarbonski in permijski mezolobidni honetacejski brahiopodi v Karavankah (Jugoslavija) in Karnijskih Alpah (Italija)

Povzetek

Med zgornjekarbonskimi in permijskimi honetacejskimi (naddružina Chonetacea) brahiopodi Karavank (Slovenija) so bile najdene tudi oblike z ventralno mediano gubo v mediani brazdi. Te oblike pripadajo dvema rodovoma. Oba rodova sta bila ugotovljena tudi v zgornjem karbonu Karnijskih Alp. V priču-

jočem delu sta morfološka izraza »mezolobidni« in »mezolobidnost« uporabljena za tiste karbonske in permijske honetacejske brahiopode, pri katerih je na sredini ventralne mediane brazde prisotna mediana guba.

Prva opisana mezolobidna honetacejska vrsta je bila *Chonetes mesolobus* Norwood et Pratten, 1855, iz Pennsylvanije ZDA. Prvi izključno mezolobidni honetacejski rod je *Mesolobus* Dunbar et Condra, 1932. Ta rod je bil po predlogu Hoarea (1964, 315) pripoznan kot tipsko gladek. Smotrno je bilo uvrstiti rebraste mezolobidne honetaceje v drug rod, kar je napravila Afanasjeva (1975) z določitvijo rodu *Paramesolobus* Afanasjeva. Po mnenju Afanasjeve spadajo v ta rod tudi severnoameriške pennsylvanijske mezolobidne oblike. Nadaljno delitev rebrastih mezolobidnih honetacijskih oblik pa je omogočil material iz gželija Karavank, v katerem sta v istih plasteh ugotovljeni dve jasno različni mezolobidni rebrasti obliki. Ena od teh je rod *Paramesolobus* Afanasjeva, 1975. Druga oblika, ki je manjša in z znatno drobnejšimi rebri od prve, pripada rodu *Capillomesolobus* n. gen. Ti podatki kažejo na vzporeden razvoj dveh rebrastih mezolobidnih honetacijskih vej (Pecar, 1986, 137), ki se med seboj razlikujeta ne le na nivoju rodu, temveč verjetno tudi poddružine. Potek rodovne opredelitve mezolobidnih honetacijskih brahiopodov je prikazan na sl. 1.

Najdišča 1 do 5 so v Karavankah (Jugoslavija), najdišče 6 je v Karnijskih Alpah (Italija; sl. 2, 3).

Najdišče 1. Spodnja počivala. Je v Javorniškem rovtu pri Jesenicah. Najdišče je okrog 100 m vzdolž cevovoda nad njegovim spodnjim križiščem s cesto. V temnem skrilavcu je bogata morska nevretenčarska favna. V vmesnih lapornih plasteh najdeni *Rugosofusulina alpina antiqua* (Schellwien) in *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson kažeta na gželijsko starost (Ramovš, 1971, 1389; Hahn et. al., 1977, 138).

Najdišče 2. Planina pod Golico. Pri tretjem oporniku žičnice na Španov vrh. Najdišče je odkril J. Bedič. Rjavkasti skrilavec je zgornjekarbonske starosti, verjetno pripada gželiju.

Najdišče 3. Planina pod Golico. Pri petem oporniku žičnice na Španov vrh. Starost temno sivega skrilavca je verjetno enaka kot pri najdišču 2.

Najdišče 4. Planina pod Golico. Med šestim in sedmim opornikom žičnice na Španov vrh. Sekundarno najdišče enake litologije in verjetno enake starosti kot najdišče 3. Pripomniti je treba, da podrobna stratigrafija najdišč 1 do 4 ni znana, ker so plasti slabo razgaljene.

Najdišče 5. Dolžanova soteska nad Tržičem. Klasično najdišče trogkofelskih plasti v Karavankah, v opuščenem kamnolomu 100 m severno od druge serpentine nad cestnim predorom. Gmota rdečkastega in sivkastega grebenskega apnenca z bogato morsko nevretenčarsko favno je v tem času preliminarno imenovana enota B. Nad njo je plastnati apnenec (enota C), nad njim je verjetno še ena enota rdečkastega grebenskega apnenca. Stratigrafija spodnjega dela trogkofelskih plasti je prikazana na sl. 4. Trogkofelske plasti spadajo v sakmarij (Waterhouse, 1976, 82; Leven, 1980, tab. 3) ali artinskij (Buser, 1979, 20).

Najdišče 6. Zahodno od Monte Corona (= Krone). Je 200 m zahodno od spodnjega dela te gore, v nekoliko dvignjenem zahodnem delu gorskega sedla. Litološko gre za rjavkasti, prepereli skrilavec, ponekod s primesjo apnenca.

Najdišče pripada formaciji Corona, starostno gre za kasimovij (V e n t u r i n i et al., 1982, 311).

V diagramih so uporabljene naslednje okrajšave: L = dolžina pecljeve lupine, W = največja širina lupine, Nr 10 = število reber sprednjega robu pecljeve lupine. V nadaljevanju sledi opis novih nadvrstnih taksonov.

Sistematska paleontologija

Družina R u g o s o c h o n e t i d a e Muir-Wood, 1962

Capillomesolobinae n. subfam.

D i a g n o z a : Male, kapilatne ali gladke Rugosochonetidae z ventralno mediano brazdo, v kateri je mediana guba prisotna ali odsotna.

R o d o v n i s e s t a v p o d d r u ž i n e : *Capillomesolobus* n. gen. *Mesolobus* Dunbar et Condra, 1932. *?Tenuichonetes* Jing et Hu, 1978. Novi, neopisani rod, tipiziran z *Neochonetes unbonoplicatus*, upodobljen v B a r k h a t o v i , 1964, iz sakmarijskih plasti Nenets, reka Sula, Severno timansko gorovje (A r c h b o l d 1982, 2), morda tudi pripada tej poddružini.

R a z p r a v l j a n j e i n f i l o g e n e z a : Capillomesolobinae n. subfam, se razlikuje od ostalih poddružin družine Rugosochonetidae po običajni prisotnosti ventralne mediane gube v ventralni mediani brazdi. Rodovi *Capillomesolobus*, *Mesolobus* in *Tenuichonetes* so po pričujoči shemi v sorodstvenem odnosu, pri čemer je izhodiščni rod *Capillomesolobus* (sl. 5). Stratigrafsko porazdelitev vrst nove poddružine Capillomesolobinae in rodu *Paramesolobus* je prikazana na sl. 6.

Capillomesolobus n. gen.

1986 New genus A — P e c a r , p. 137

T i p s k a v r s t a : *Capillomesolobus karavankensis* n. sp.

E t i m o l o g i j a : Capillus (lat.) = las, zaradi kapilatne površine; mesolobus, zaradi morfološke podobnosti z rodom *Mesolobus*.

D i a g n o z a : Majhne, drobno kapilatne Rugosochonetidae z ventralno mediano brazdo, v kateri je mediana guba prisotna ali odsotna.

O p i s : Majhen, subpravokoten do subtrapezoiden, širina večja od dolžine. Sprednji rob mediano zajeden. Površina drobno kapilatna. Prirastnice šibke. Sklepne bodice divergentne, blizu pravokotnih do pravokotne. Zunanjost pecljeve lupine izbočena. Mediana brazda se navzpred širi. V njej je prisotna ali odsotna mediana guba. Zunanjost ramenske lupine vbočena, v mediani gubi prisotna ali odsotna mediana brazda.

Notranjost pecljeve lupine s kratkim septumom. Mišični odtisi šibki. Notranja površina taleolatna, taleole so večje na lateralnem in sprednjem robu visceralnega predela. Na stranskem in sprednjem robu so taleole majhne.

Notranjost ramenske lupine s kratkim, širokim sklepnim izrastkom, navzven štirirežnjatim, navznoter dvorežnjatim. Mediani septum dolg, visok. Anderidija kratka, tanka. Notranja površina taleolanta, v anterolateralnih delih visceralnega predela papilozna. Notranja površina stranskih robov in sprednjega robu z majhnimi taleolami.

P r i m e r j a v a : *Capillomesolobus* se razlikuje od rodu *Neochonetes* po globlji ventralni mediani brazdi in po običajni prisotnosti mediane gube v njej.

Po obliki je močno podoben rodu *Mesolobus*, od njega se razlikuje po rebrasti površini. *Capillomesolobus* je manjši in ima drobnejša rebra kot *Paramesolobus*.

Paleobiogeografija in migracija: Rod *Capillomesolobus* se je najverjetneje razvil iz rodu *Neochonetes* v atokiju (pennsylvanij) Severne Amerike. Tam je začasno izginil v desmoinesiju. Najstarejše znano izvenameriško nahajališče rodu *Capillomesolobus* je v Karnijskih Alpah, kjer je v kasimoviju ugotovljen *C. pontebbanus* n. sp. Domnevati je torej možno, da se je rod razvil v Severni Ameriki, torej na zahodni obali Pangee. Nato je migriral na vzhodno obalo Pangee, na področje sedanjih Karnijskih Alp in Karavank. Ta prvi del migracije rodu *Capillomesolobus* je zaradi biogeografskih barier težko pojasniti (sl. 7 A).

References

Afanasjeva, G. A. 1975, Chonetacea (Brachiopoda) srednego i pozdnego karbona Russkoj platformy. Paleont. Zh. 1975 (2), 96—113. Moskva.

Afanasjeva: G. A. 1978, Permskie khonetacei (Brachiopoda). Paleont. Zh. 1978 (1), 103—113, Moskva.

Aisenverg, D. E. 1985. Novye khonetidy iz karbona Donbassa. Paleont. Zh. 1985 (4), 35—42, Moskva.

Archbold, N. W. 1982, Classification and evolution of the brachiopod family Rugosochonetidae Muir-Wood 1962. Proc. R. Soc. Vict. *94*, 1—9, Melbourne.

Barkhatova, V. P. 1964 (not seen).

Buser, S. 1979, Permij v Karavankah. In: Field meeting on the Paleozoic in Slovenia, NW Yugoslavia, 20—24, 41. Yugoslav Com. IGCP, Project No 5 and 106, Ljubljana.

Chao, Y. T. 1928, Productidae of China. Part 2. Chonetinae, Productinae and Richthofeninae. Paleont. Sin. Ser. B, *5* (3), 1—103, Peking.

Coogan, A. H. 1960, Stratigraphy and paleontology of the Permian Nosoni and Dekkas Formations (Bollibokka Group). Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. *36* (5), 243—316, Berkeley & Los Angeles.

Cooper, G. A. & Grant, R. E. 1975, Permian brachiopods of West Texas, III. Smithson. Contrib. Paleobiol. *19*, 795—1921, Washington.

Diener, C. 1897, The Permian fossils of the *Productus* Shales of Kumaon and Gurhwal. Mem. Geol. Surv. India, Paleont. Indica, Ser. 15, *1* (4), 1—54, Calcutta.

Dunbar, C. O. & Condra, G. E. 1932, Brachiopoda of the Pennsylvanian System of Nebraska. Bull. Geol. Surv. Nebr. Ser. 2, *5*, 1—377, Lincoln.

Francavilla, F. 1974, Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. 7^{0} Congr. Int. Strat. Géol. Carbon., C. R., *3*, 89—96, Krefeld.

Girty, G. H. 1911, On some new genera and species of Pennsylvanian fossils from the Wewoka Formation of Oklahoma. Ann. N. Y. Acad. Sci. 21, 119—156, New York (not seen).

Girty, G. H. 1927, Description of new species of Carboniferous and Triassic fossils. Appendix. U. S. Geol. Surv. Pap. *152*, 441—446, Washington.

Gobbett, D. J. 1963, Carboniferous and Permian brachiopods of Svalbard. Norsk Polarinst. Skr. *127*, 1—201, Oslo.

Gortani, M. 1905, II. Fossili animali. In: de Regny, V. & Gortani, M., Fossili carboniferi del M. Pizzul e del piano di Lanza nelle Alpi Carniche. Boll. Soc. Geol. Ital. *24*, 521—597, Roma.

Grünewaldt, M. 1860, Beiträge zur Kenntnis der sedimentären Gebirgsformationen in den Berghauptmannschaften Jekatherinburg, Slatoust und Kuschwa, sowie den angrenzenden Gegenden des Ural. Mem. Acad. Imp. Sci. St. Petersbourg Ser. 7, *2* (7), 1—144, St. Petersbourg.

Hahn, G., Hahn, R. & Ramovš, A. 1977, Trilobiten aus dem Ober-Karbon (Gshelium) der Karawanken/Slowenien. Geol. Palaeont. *11*, 135—160, Marburg.

Hayasaka, I. 1925, On some brachiopods from the *Lyttonia* Horizon of the Kitakami Mountains. Jap. J. Geol. Geogr. *4* (3—4), 89—103, Tokyo.

Heritsch, F. 1919, Versteinerungen aus dem Oberkarbon von Jauerburg — Assling in Oberkrain. Carniola *9* (3—4), 60—67, Ljubljana.

Heritsch, F. 1931, Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und Karnischen Alpen. Abh. Geol. B. A. *23* (3), 3—56, Wien.

Heritsch, F. 1938, Die Stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd., Ser. B. *79*, 63—186, Stuttgart.

Hoare, R. D. 1964, *Chonetes mesolobus* Norwood & Pratten, 1854 (Brachiopoda, Articulata): Designation of neotype and proposed addition to the official list. Z. N. (S) 1635. Bull. Zool. Nom. *21*, 315—317, London.

Hoover, P. R. 1981, Paleontology, taphonomy and paleoecology of the Palmarito Formation (Permian of Venezuela). Bull. Am. Paleont. *80* (313), 1—138, Ithaca.

Huang, T. K. 1932, Late Permian Brachiopoda of southwestern China. Palaeont. Sin. Ser. B, *9* (1), 1—138, Peking.

Ivanov, A. P. & Ivanova, E. A. 1936, Fauna brakhiopod srednego i verkhnego karbona Podmoskovnoga basseyna. Chast 1, vypusk 2. Tr. Vses. Nauch. Issled. Inst. Miner. Syrya *108*, 1—52, Moskva.

Jing, Y. & Hu, S. 1978, Brachiopoda of the Kuhfeng Formation in south Anhui and Nanking Hills. Acta Palaeont. Sin. *17*, 101—127, Peking.

King, R. H. 1938, New Chonetidae and Productidae from Pennsylvanian and Permian strata of north-central Texas. J. Paleont. *12*, 257—279, Tulsa.

Kostić-Podgorska, V. 1949, Brahiopodna fauna gornjeg karbona iz Like u Hrvatskoj. Geol. anali Balk. poluostr. *17*, 73—104, Beograd.

Lee, L. 1962, *Chonetes plicatiformis* Lee (sp. nov.). In: Chzhan, L. & Li, L. Rane-permskie brakhiopody iz svity Mao-Kau vostochnogo uchatka Chin-Linya. Acta Palaeont. Sin. *10*, 472—493, Peking.

Leven, E. Y. 1980, Obyasnitelnaya zapiska k stratigraficheskoi shkale permskikh otlozhenii oblasti Tetis. Vses. Ord. Lanina Nauch. Issled. Geol. Inst., 51 p., Leningrad.

Muir-Wood, H. M. 1962, On the morphology and classification of the brachiopod suborder Chonetoidea. Brit. Mus. (Nat. Hist.), 1—124, London.

Muir-Wood, H. M. 1965, Chonetidina. In: Moore, R. C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda, Geol. Soc. Am. & Univ. Kansas Press, 412—439, Lawrence.

Nakamura, K. 1959, Some Lower Permian Sakamotozawa brachiopods. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol. Miner. *10*, 199—207, Sapporo.

Norwood, J. G. & Pratten, H. 1855, Notice of the genus *Chonetes* as found in the western states and territories with descriptions of eleven new species. J. Acad. Nat. Sci. Philad. *3*, 23—32, Philadelphia (not seen).

Pecar, J. 1986, Upper Carboniferous and Permian chonetacean brachiopods of Slovenia, northwest Yugoslavia. In: Les Brachiopodes fossiles et actuels, P. R. Racheboeuf & C. Emig (Eds.), Actes du 1er Congrès international sur les Brachiopodes, Brest, 1986. Biostrat. Paleozoique *4*, 135—140, Brest.

Rakovec, I. 1931, Beiträge zur Fauna aus dem Oberkarbon von Javornik in den Karavanken. Prirodosl. Razpr. *1*, 67—88, Ljubljana.

Rakusz, G. 1932, Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyo. Geol. Hung. Ser. Palaeont. *8*, 1—219, Budapest.

Ramovš, 4. 1961, O stratigrafiji trogkofelskih apnencev v Karavankah. III. kongr. geol. Jugoslav., Titograd, 93—104, Titograd.

Ramovš, A. Biostratigraphische Charakteristik der Oberkarbon-Schichten in den Südkarawanken, NW. Jugoslawien. 6^{e} Congr. Int. Strat. Géol. Carbon., C. R., *4*, 1387—1395, Maastricht.

Ramovš, A. 1978, Geologija. Univ. Ljubljana, X + 197 p., Ljubljana.

Ramsbottom, W. H. C. 1952, The fauna of the Cefn Coed Marine Band in the Coal Measures at Aberbaiden, near Tondu, Glamorgan. Bull. Geol. Surv. U. K. *4*, 8—32, London.

Ross, C. A. & Ross, J. R. P. 1985, Carboniferous and Early Permian biogeography. Geology *13*, 27—30, Boulder.

Rotai, A. P. 1978, Stratigrafiya karbona SSSR i proekt mezhdunarodnoi stratigraficheskoi shkaly. 8^{e} Congr. Int. Strat. Géol. Carbon., C. R., *1*, 10—21, Moskva.

Schellwien, E. 1892, Die Fauna des karnischen Fusulinenkalks. Palaeontographica *39*, 1—56, Stuttgart.

Schellwien, E. 1898, Die Auffindung einer permocarbonischen Fauna in den Ostalpen. Verh. Geol. R. A., 1898, 358—363, Wien.

Schellwien, E. 1900, Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. Abh. Geol. R. A. *16*, 1—122, Wien.

Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., van der Voo, R. & Ziegler, A. M. 1979, Paleozoic base maps. J. Geol. *87*, 217—277, Chicago.

Selli, R. 1963, Schema geologica delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. G. Geol. Ser. 2, *30*, 1—136, Bologna.

Spiegel, M. R. 1975, Schaum's outline of theory and problems of probability and statistics. McGraw-Hill Book Company, 372 p., New York.

Stevens, C. H. 1962, Stratigraphic significance of Pennsylvanian brachiopods in the McCoy area, Colorado. J. Paleont. *36*, 617—629, Tulsa.

Sturgeon, M. T. & Hoare, R. D. 1986, Pennsylvanian brachiopods of Ohio. Bull. Geol. Surv. Ohio *63*, 1—95, Columbus.

Sutherland, P. K. & Harlow, F. H. 1973, Pennsylvanian brachiopods and biostratigraphy in southern Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. Mem. New Mex. Bur. Mines Miner. Resour. *27*, 1—173, Socorro.

Tazawa, J. 1976, The Permian of Kesennuma, Kitakami Mountains: A preliminary report. Earth Sci. *30* (3), 175—185, Tokyo.

Teller, F. 1903, Excursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Führer geol. Exkurs. in Oesterreich, 9th Intern. Geol. Kongr., 1—27, Wien.

Venturini, C. 1982, Il bacino tordoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un' evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. Mem. Soc. Geol. Ital. *24*, 23—42, 192.

Venturini, C., Ferrari, A., Spalletta, C. & Vai, G. B. 1982, La discordanza ercinica, il tardorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. In: A. Castellarin & G. B. Vai (Eds.), Guida alla geologia del Sudalpino centroorientale. Guide geol. reg. S. G. I. G., 305—319, Bologna.

Waterhouse, J. B. 1976, World correlations for Permian marine faunas. Pap. Dep. Geol. Univ. Qd. 7 (2), 1—232, St. Lucia.

Weller, J. M. & McGehee, R. 1933, Typical form and range of *Mesolobus mesolobus*. J. Palaeont. 7, 109—110, Tulsa.

Yanagida, T. 1967, Early Permian brachiopods from north-central Thailand. Geol. Palaeont. Southeast Asia *3*, 46—97, 1967, Tokyo.

Plate 1 — Tabla 1

Capillomesolobus karavankensis n. gen. n. sp.

1—11, 20, 21, 25 Locality 1, Gzhelian. *1, 2* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, paratype KGPL 5356; *3—5* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, mould of interior × 2, holotype TMJ 1274; *6—9* pedicle valve, exterior and partial mould of interior, ventral view × 1 and × 2, anterior × 2, side × 2, paratype TMJ 1219; *10, 11* pedicle valve, mould of interior, ventral × 2, side × 2, paratype TMJ 1212; *20* brachial valve, mould of exterior × 2, paratype TMJ 1282; *21* brachial valve, mould of interior × 3,5, paratype KGPL 5411; *25* cardinal process and brachial valve, mould of exterior × 7, paratype TMJ 1278

12, 13, 18, 19, 22—24 Locality 2, Gzhelian. *12, 13* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, KGPL 5412; *18* pedicle valve, mould of interior × 2, KGPL 5414; *19* brachial valve, mould of exterior × 2, KGPL 5415; *22* brachial valve, mould of interior × 2, KGPL 5413; *23* brachial valve, mould of interior × 2, TMJ 1224/1; *24* at left lower corner brachial valve, mould of exterior of the preceding specimen × 2, TMJ 1224/1. At the upper part of 24 is *Paramesolobus* sp. 2, pedicle valve, mould of interior × 2, TMJ 1224/2

14—17 Locality 3, Gzhelian. Pedicle valve, exterior, ventral view × 1 and × 2, posterior × 2, side × 2, TMJ 1265

1—11, 20, 21, 25 Najdišče 1, gželij. *1, 2* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 1 in × 2, paratip KGPL 5356; *3—5* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, odtis notranjosti × 2, holotip TMJ 1274; *6—9* pecljeva lupina, zunanjost in delni odtis notranjosti, ventralno × 1 in × 2, sprednje × 2, stransko × 2, paratip TMJ 1219; *10, 11* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno × 2, stransko × 2, paratip TMJ 1212; *20* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, paratip TMJ 1282; *21* ramenska lupina, odtis notranjosti × 3,5, paratip KGPL 5411; *25* sklepni izrastek in ramenska lupina, odtis zunanjosti × 7, paratip TMJ 1278

12, 13, 18, 19, 22—24 Najdišče 2, gželij. *12, 13* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, KGPL 5412; *18* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, KGPL 5414; *19* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, KGPL 5415; *22* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, KGPL 5413; *23* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1224/1; *24* v levem spodnjem kotu ramenska lupina, odtis zunanjosti predhodnega primerka × 2, TMJ 1224/1. V levem zgornjem kotu 24 je *Paramesolobus* sp. 2, pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1224/2

14—17 Najdišče 3, gželij. Pecljeva lupina, zunanjost, ventralno × 1 in × 2, zadajšnje × 2, stransko × 2, TMJ 1265

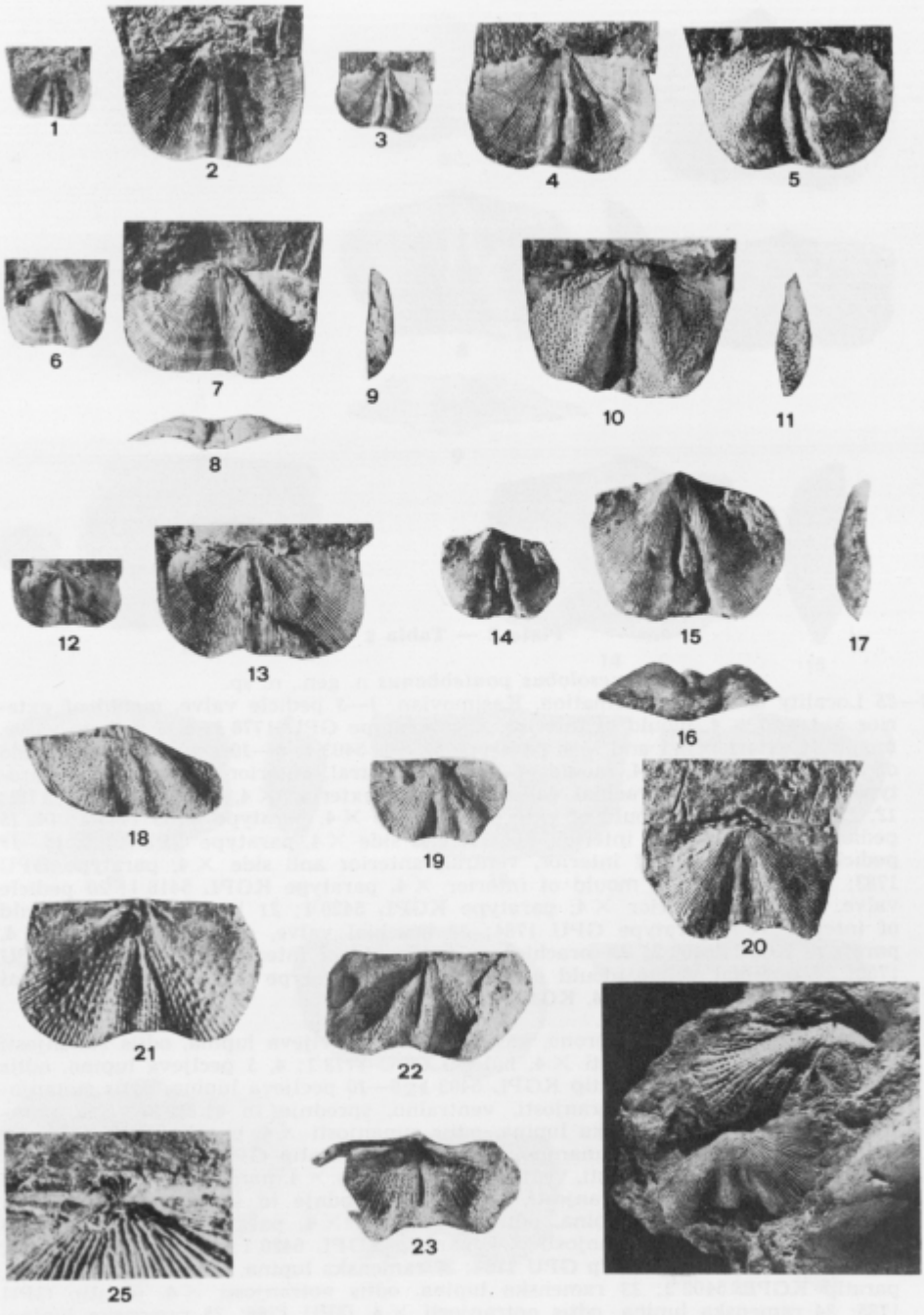

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
25

Plate 2 — Tabla 2

Capillomesolobus pontebbanus n. gen., n. sp.

1—25 Locality 6, Corona Formation, Kasimovian. *1—3* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 4, mould of interior × 4, holotype GPU 1778/1; *4, 5* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 4, paratype KGPL 5403/1; *6—10* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 4, mould of interior, ventral, anterior and side × 4, paratype GPU 1779/1; *11* brachial valve, mould of exterior × 4, paratype GPU 1781; *12, 13* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 4, paratype GPU 1777/1; *14, 15* pedicle valve, mould of interior, ventral and side × 4, paratype GPU 1782; *16—18* pedicle valve, mould of interior, ventral, anterior and side × 4, paratype GPU 1783; *19* pedicle valve, mould of interior × 4, paratype KGPL 5416/1; *20* pedicle valve, mould of interior × 4, paratype KGPL 5420/1; *21* brachial valve, mould of interior × 4, paratype GPU 1784; *22* brachial valve, mould of interior × 4, paratype KGPL 5402/2; *23* brachial valve, mould of interior × 4, paratype GPU 1785; *24* brachial valve, mould of interior × 4, paratype GPU 1786; *25* brachial valve, mould of interior × 4, KGPL 5422/1

1—25 Najdišče 6, formacija Corona, kasimovij. *1—3* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 4, odtis notranjosti × 4, holotip GPU 1778/1; *4, 5* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, paratip KGPL 5403/1; *6—10* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 4, odtis notranjosti, ventralno, sprednje in stransko × 4, paratip GPU 1779/1; *11* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 4, paratip GPU 1781; *12, 13* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 4, paratip GPU 1777/1; *14, 15* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno in stransko × 4, paratip GPU 1782; *16—18* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno, sprednje in stransko × 4, paratip GPU 1783; *19* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 4, paratip KGPL 5416/1; *20* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 4, paratip KGPL 5420/1; *21* ramenska lupina, odtis notranjosti × 4, paratip GPU 1784; *22* ramenska lupina, odtis notranjosti × 4, paratip KGPL 5402/2; *23* ramenska lupina, odtis notranjosti × 4, paratip GPU 1785; *24* ramenska lupina, odtis notranjosti × 4, GPU 1786; *25* ramenska lupina, odtis notranjosti × 4, KGPL 5422/1

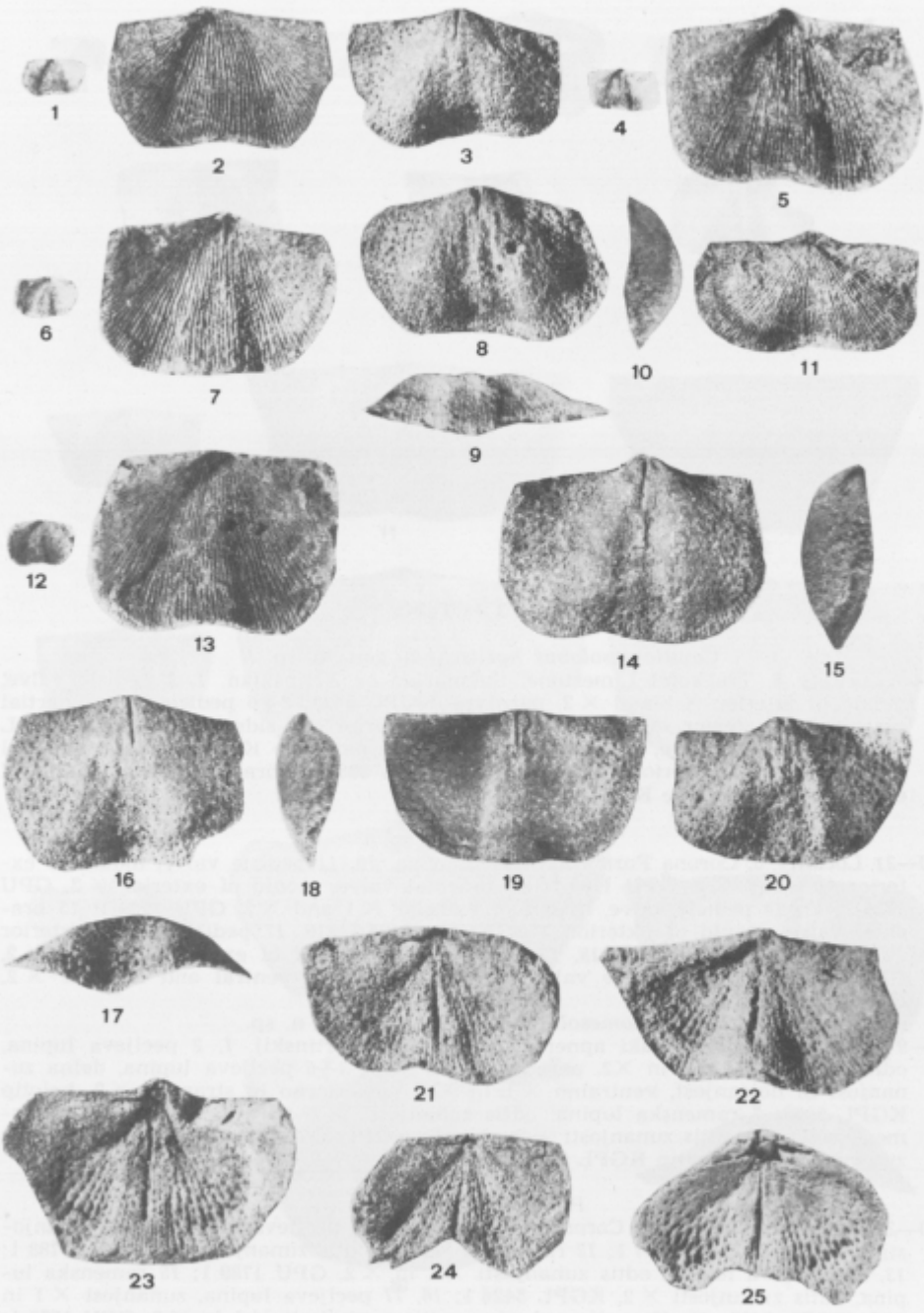

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
18
19
20
17
21
22
23
24
25

Plate 3 — Tabla 3

Capillomesolobus heritschi n. gen., n. sp.

1—9 Locality 5, Trogkofel Limestone, Sakmarian or Artinskian. *1, 2* pedicle valve, mould of interior × 1 and × 2, paratype KGPL 5423; *3—6* pedicle valve, partial exterior and interior, ventral × 1 and × 2, posterior and side × 2, holotype KGPL 5358; *7* brachial valve, mould of exterior × 2, paratype KGPL 5424; *8* brachial valve, mould of exterior × 2, paratype KGPL 5357; *9* brachial valve, mould of exterior × 2, paratype KGPL 5425

Paramesolobus sp. 1

10—21 Locality 6, Corona Formation, Kasimovian. *10, 11* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, GPU 1787 1; *12* brachial valve, mould of exterior × 2, GPU 1788 1; *13, 14* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, GPU 1789/1; *15* brachial valve, mould of exterior × 2, KGPL 5426 1; *16, 17* pedicle valve, exterior × 1 and × 2, KGPL 5400; *18, 19* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, GPU 1775 1; *20, 21* pedicle valve, mould of interior, ventral and anterior × 2, KGPL 5427 1

Capillomesolobus heritschi n. gen., n. sp.

1—9 Najdišče 5, trogkofelski apnenec, sakmarij ali artinskij. *1, 2* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 1 in ×2, paratip KGPL 5423; *3—6* pecljeva lupina, delna zunanjost in notranjost, ventralno × 1 in × 2, posteriorno in stransko × 2, holotip KGPL 5358; *7* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, paratip KGPL 5424; *8* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, paratip KGPL 5357; *9* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, paratip KGPL 5425

Paramesolobus sp. 1

10—21 Najdišče 6, formacija Corona, kasimovij. *10, 11* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, GPU 1787 1; *12* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, GPU 1788 1; *13, 14* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, GPU 1789 1; *15* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, KGPL 5426 1; *16, 17* pecljeva lupina, zunanjost × 1 in × 2, KGPL 5400; *18, 19* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, GPU 1775 1; *20, 21* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno in sprednje × 2, KGPL 5427 1

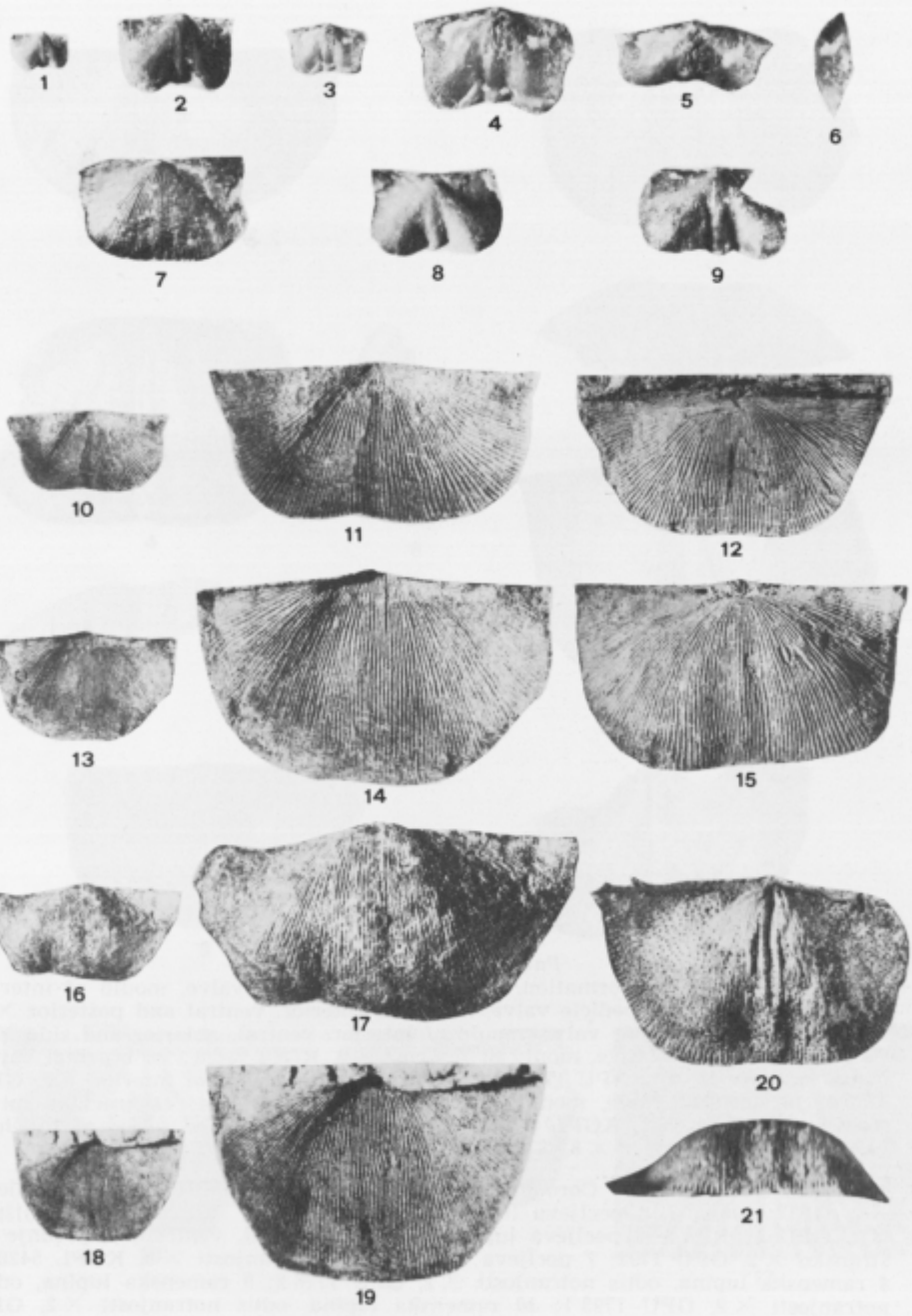

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Plate 4 — Tabla 4

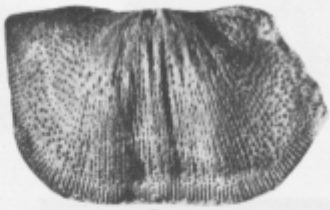
Paramesolobus sp. 1

1—12 Locality 6, Corona Formation, Kasimovian. *1* pedicle valve, mould of interior × 2, GPU 1790 1; *2, 3* pedicle valve, mould of interior, ventral and posterior × 2, GPU 1791 1; *4—6* pedicle valve, mould of interior, ventral, anterior and side × 2, GPU 1792; *7* pedicle valve, mould of interior × 2, KGPL 5428 1; *8* brachial valve, mould of interior × 2, GPU 1776 2; *9* brachial valve, mould of interior × 2, GPU 1793 1; *10* brachial valve, mould of interior × 2, GPU 1794; *11* brachial valve, mould of interior × 2, KGPL 5429 1; *12* cardinal process and umbo of brachial valve, mould of exterior × 8, GPU 1795

1—12 Najdišče 6, formacija Corona, kasimovij. *1* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, GPU 1790 1; *2, 3* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno in zadajšnje × 2, GPU 1791 1; *4—6* pecljeva lupina, odtis notranjosti, ventralno, sprednje in stransko × 2, GPU 1792; *7* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, KGPL 5428 1; *8* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, GPU 1776 2; *9* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, GPU 1793 1; *10* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, GPU 1794; *11* ramenska lupina, odtis notranjosti, KGPL 5429 1; *12* sklepni izrastek in umbo ramenske lupine, odtis zunanjosti × 8, GPU 1795



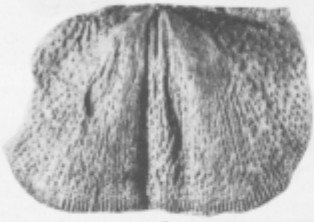
1



2



3



4



6



5



7



8



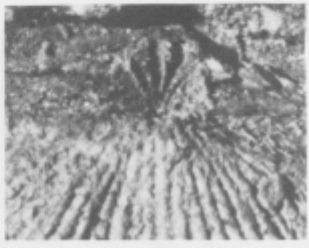
9



10



11



12

Plate 5 — Tabla 5

Paramesolobus sp. 2

1—4, 9, 15—23 Locality 2, Gzhelian. *1—3* pedicle valve, mould of exterior × 1 and × 2, mould of interior × 2, TMJ 1227 1; *4* brachial valve, mould of exterior × 2, TMJ 1248; *9* brachial valve, mould of exterior × 2, TMJ 1245; *15* juvenile pedicle valve, mould of interior × 2, KGPL 5430; *16* juvenile pedicle valve, mould of interior × 2, KGPL 5431; *17* pedicle valve, mould of interior × 2, TMJ 1242; *18* pedicle valve, mould of interior × 2, TMJ 1223; *19* pedicle valve, mould of interior × 2, TMJ 1252; *20* brachial valve, mould of interior × 2, TMJ 1229; *21, 22* brachial valve, mould of interior × 2, cardinal area × 8, TMJ 1222; *23* cardinal process, mould of exterior × 8, TMJ 1245

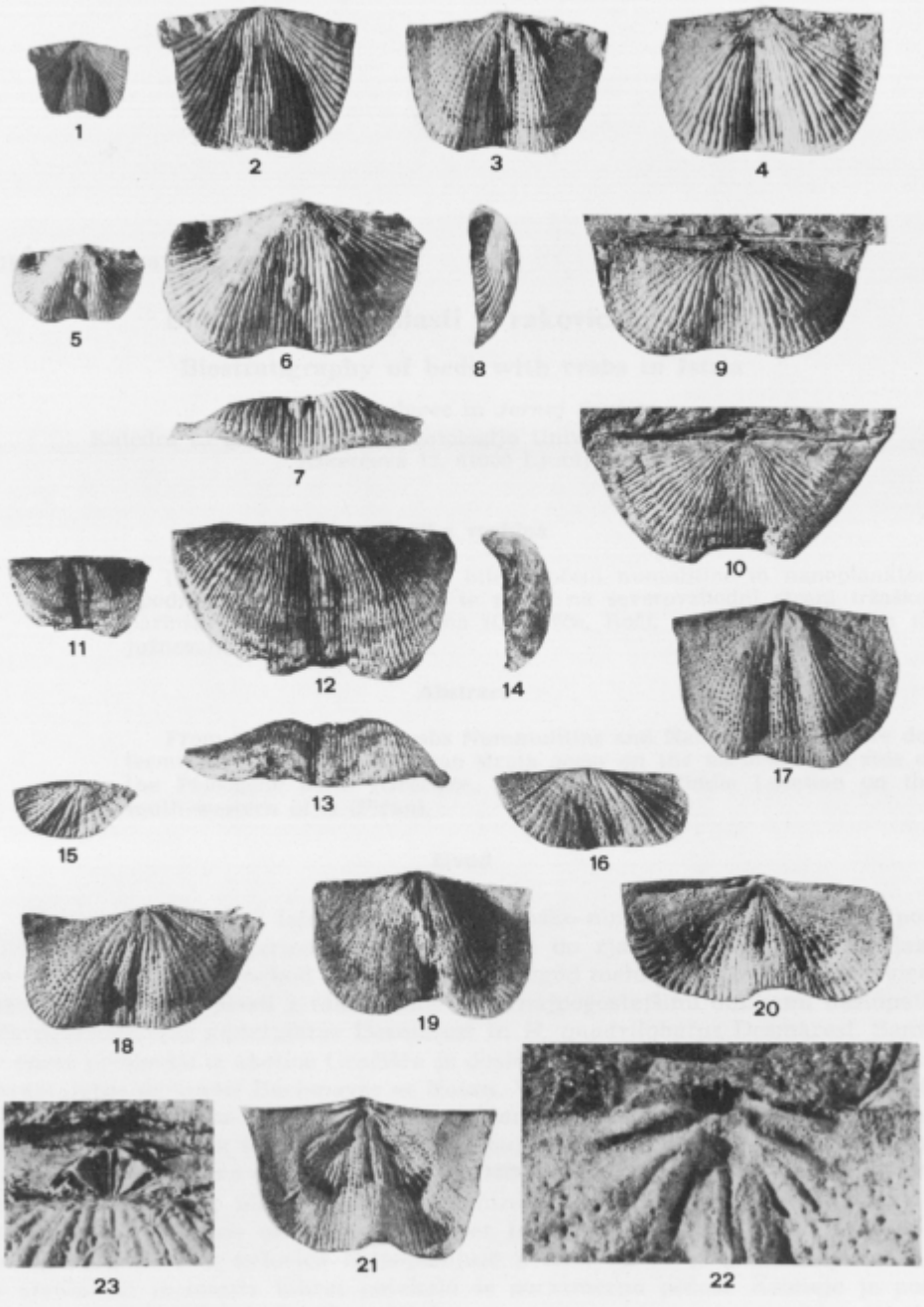
5—8 Locality 3, Gzhelian. *5—8* pedicle valve, exterior, ventral × 1 and × 2, anterior and side × 2, KGPL 5432

10—14 Locality 1, Gzhelian. *10* brachial valve, mould of exterior × 2, KGPL 5433; *11—14* pedicle valve, exterior, ventral × 1 and × 2, anterior and side × 2, TMJ 1214

1—4, 9, 15—23 Najdišče 2, gželij. *1—3* pecljeva lupina, odtis zunanjosti × 1 in × 2, odtis notranjosti × 2, TMJ 1227 1; *4* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, TMJ 1248; *9* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, TMJ 1245; *15* mladostna pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, KGPL 5430; *16* mladostna pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, KGPL 5431; *17* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1242; *18* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1223; *19* pecljeva lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1252; *20* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, TMJ 1229; *21, 22* ramenska lupina, odtis notranjosti × 2, kardinalni predel × 8, TMJ 1222; *23* sklepni izrastek, odtis zunanjosti × 8, TMJ 1245

5—8 Najdišče 3, gželij. *5—8* pecljeva lupina, zunanjost, ventralno × 1 in × 2, sprednje in stransko × 2, KGPL 5432

10—14 Najdišče 1, gželij. *10* ramenska lupina, odtis zunanjosti × 2, KGPL 5433; *11—14* pecljeva lupina, zunanjost, ventralno × 1 in × 2, sprednje in stransko × 2, TMJ 1214


1
2
3
4
5
6
8
9
7
10
11
12
14
17
13
15
16
18
19
20
23
21
22

GEOLOGIJA 28/29, 55—68 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.781:56.02(497.13)=863

Biostratigrafija plasti z rakovicami v Istri

Biostratigraphy of beds with crabs in Istria

Rajko Pavlovec in *Jernej Pavšič*
Katedra za geologijo in paleontologijo Univerze Edvarda Kardelja
Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Iz plasti z rakovicami so bili določeni numulitine in nanoplankton. Spodnjelutecijske starosti so te plasti na severovzhodni strani tržaško-pazinskega terciarnega bazena (Gračišče, Roč), srednjelutecijske pa na južnozahodni strani (Pićan).

Abstract

From the beds with crabs Nummulitins and Nannoplankton were determined. The Lower Lutetian strata occur on the north-eastern side of the Paleogene basin (Gračišče, Roč) and the Middle Lutetian on the south-western of it (Pićan).

Uvod

V severni in srednji Istri leže nad alveolinsko-numulitnim apnencem in pod flišem oziroma globigerinskim laporjem sivi do rjavkasti laporni peščenjaki in peščeni laporji. Ponekod so precej trdi, drugod mehkejši. V njih so rakovice, zato so dobili ime plasti z rakovicami. Med najpogostejšimi oblikami nastopata *Harpactocarcinus punctulatus* Desmarest in *H. quadrilobatus* Desmarest. Samo v enem primerku iz okolice Gračišča je doslej znana podvrsta *Harpactocarcinus punctulatus istriensis* Bachmayer et Nosan. V okolici Gračišča sestavljajo plasti z rakovicami debelo- in drobnozrnati peščenjaki, peščeni laporji in apneni laporji. Debelina tega horizonta doseže komaj 10 m. Plasti z rakovicami tudi ni povsod (Bachmayer et Nosan, 1959). Drobne (1979) opozarja, da nastopajo prehodne plasti, to so glavkonitni peščenjak in plasti z rakovicami, vzdolž longitudinalne osi bazena, in sicer bolj proti njegovi sredini. Ob robu bazena jih ni. Ista avtorica to pojasnjuje s tem, da se je pogrezanje začelo v sredini in je morda takrat potekalo še sorazmerno počasi. Kasneje je pod globlje morje prišel tudi robni del bazena, pogrezanje pa je morda potekalo hitreje, tako da ni prišlo do nastajanja »prehodnih plasti«.

Nad plastmi z rakovicami so globigerinski laporji, ki jim sledi fliš. Precej časa ni bilo povsem jasno, ali nad plastmi z rakovicami vedno leže globigerinski laporji ali pa sta oba faciesa nastajala ponekod istočasno. Na dveh mestih smo našli dokaze, da vsaj v severni Istri leže plasti z rakovicami pod globigerinskimi laporji. To je mogoče videti na Steni pri Dragonji. Tudi v Simonovem zalivu pri Izoli je nad alveolinsko-numulitnim apnencem peščeno lapornata plast z redkimi rakovicami, na drugi strani Izole pri nekdanji opekarni pa so precej debele plasti globigerinskih laporjev. To pomeni, da tudi pri Izoli globigerinski laporji prekrivajo plasti z rakovicami.

Plasti z rakovicami nastopajo tudi v drugih delih Istre na področjih geoloških zemljevidov 1 : 100.000 listov Labin (Šikić et Polšak, 1973), Ilirska Bistrica (Šikić et Pleničar, 1975) in Rovinj (Polšak et Šikić, 1973). Več nahajališč z rakovicami je okrog Buzeta in Lupoglava, manj jih je vzhodno od Reke in Rečine. Prehod iz alveolinsko-numulitnega apnenca v plasti z rakovicami je postopen (Polšak et Šikić, 1973). Plasti z rakovicami so tanke, na področju lista Rovinj komaj pet metrov debele. Velik del teh plasti je bil odnesen. Plastem z rakovicami v Istri prištevajo različne tipe kamenin od apnenca do laporja. Ponekod so gomoljasti apnenci, veliko je v teh plasteh glavkonita.

Za ugotovitev starosti plasti z rakovicami smo preiskali nekaj vzorcev laporjev z rakovicami in peščenjakov tik pod njimi iz okolice Gračišča pri Kubedu v severni Istri ter iz okolice Roča in Pićna v srednji Istri. Vzorce iz Roča je nabral študent geologije Branko Čermelj.

Numulitine

Doslej so navajali iz plasti z rakovicami naslednje vrste:
Nummulites laevigatus (Bruguière) (Šikić et Pleničar, 1975),
Nummulites aturicus Joly et Leymerie (Šikić et Pleničar, 1975),
Nummulites perforatus (De Montfort) (Polšak et Šikić, 1973; Šikić et Polšak, 1973),
Assilina spira (De Roissy) (Pleničar et al., 1973; Papp, 1962).

Glede na spodnje- in srednjelutecijsko starost plasti z rakovicami lahko pričakujemo vrsto *Nummulites laevigatus*. Vrsta *Assilina spira* (tip *Ass. spira spira*; Schaub, 1981) je srednjelutecijska oblika. Zelo verjetno pa tej vrsti prištete asiline iz plasti z rakovicami pripadajo pred kratkim opisani vrsti *Assilina istrana* Pavlovec, o čemer bomo še razpravljali. *Nummulites aturicus* je živel v zgornjem luteciju, *N. perforatus* pa v zgornjem delu srednjega lutecija in v zgornjem luteciju. Ti obliki potemtakem ne moreta nastopati v plasteh z rakovicami, pripadata pa najbrž kaki starejši vrsti iz istih razvojnih nizov.

Numulitine so v plasteh z rakovicami precej redke. Okolje, v katerem se je usedal glinasto-peščeni sediment, jim ni ustrezalo. Iz plasti z rakovicami smo mogli določiti le dve obliki: *Nummulites polygyratus* Deshayes iz Gračišča in *Assilina istrana* iz Roča.

Assilina istrana Pavlovec

V plasteh z rakovicami pri Roču v srednji Istri je bila najdena megalosferična oblika vrste *Assilina istrana*. Takšna asilina je bila že večkrat opisana kot *Assilina spira* 1 (Pavlovec, 1969; 1975; 1976; Drobne et al., 1977; 1979), da jo je bilo mogoče ločiti od srednjelutecijske *Assilina spira spira*. Leta 1981 je bila ta oblika opisana kot *Assilina istrana* iz nahajališča Dol pri Hrastovljah (Pavlovec, 1981). Istega leta je Schaub (1981) opisal podvrsto *Assilina spira abrardi* Schaub iz nahajališča San Vicente de la Barquera v severni Španiji. Obe obliki sta si tako podobni, da ju bo najbrž treba združiti, vendar revizija še ni narejena. Zato ostajamo pri imenu *Assilina istrana* za primerke iz Istre.

Megalosferična oblika iz Roča ima hišico s petimi zavoji, veliko 3,8 mm. Okrogel protokonh ima premer 0,5 mm. Polkrožen devterokonh je nekoliko manjši. V ekvatorialnem preseku se vidi pet zavojev, od katerih prvi trije enakomerno naraščajo, četrti in peti pa malo hitreje. Zavojni rob je močan in enakomerno debel.

Assilina spira abrardi (Schaub, 1981) ima protokonh velik 0,5 do 1 mm, najpogosteje med 0,6 in 0,8 mm (tab. 1).

Zanimiva je primerjava Pappove (1962) oblike *Assilina spira*. Hišica megalosferične oblike je velika okrog 7 mm. V sredini je nekoliko odebeljena. V prvih štirih zavojih se po številu sept ujema z vrsto *Assilina istrana* iz Dola (6, 14, 18 in 26 sept). Obe sta si podobni tudi po kamricah, vendar je pri Pappu asilina narisana in zato ni mogoče narediti natančne primerjave. Zavojni rob je pri Pappovem primerku debelejši kot pri tipičnih primerkih *Assilina istrana* ali *Ass. spira abrardi*. Pa tudi to je lahko posledica risanja.

Tabela 1. Primerjava med Schaubovimi (1981) oblikami *Assilina spira abrardi* in *Ass. istrana* (Pavlovec, 1981)

Table 1. Comparison between Schaub's (1981) forms of *Assilina spira abrardi* and *Assilina istrana* (Pavlovec 1981)

		Premer hišice Test diameter	Število zavojev Whorls number	S1	S2	S3	S4	S5
Assilina istrana	Roč, Istra				12	20	24	28
	Dol, Istra	7,5-8	4-5	6	13	19		
				6	14	26		
Assilina spira abrardi	tab. 79/13	7-10,5	5-6	6	13	23	28	
	tab. 79/12			6	12	20	24	30
	tab. 80/10			6	13	22	23	23
	tab. 81/14			6	14	22	25	27

S1, S2, S3 ... Število sept v prvem, drugem, tretjem ... zavoju
The septa number in the first, sedond, third ... whorl

Assilina istrana nastopa skupaj z *Ass. tenuimarginata* Heim, *Ass.* aff. *exponens* (Sowerby), *Nummulites polygyratus* Deshayes, *N.* aff. *praelorioli* Schaub in *N.* aff. *gallensis* (Heim). Po tej spremljevalni favni je bila uvrščena v srednji del spodnjega lutecija (Pavlovec, 1981). *Assilina spira abrardi* je iz biocone z *Nummulites obesus* D'Archiac et Haime. Schaub (1981) jo postavlja v spodnji lutecij, natančneje v bazalni lutecij (= spodnji lutecij 1) ali spodnji lutecij 2. Vsekakor sta obe obliki živeli v starejšem delu spodnjega lutecija. Papp (1962) natančnejšega horizonta ne navaja in govori le o spodnjem luteciju.

Znane so tudi prehodne oblike med *Assilina maior* Heim in *Ass. spira abrardi* (Schaub, 1981). Vendar naš primerek iz Roča tem ne pripada.

Nummulites polygyratus Deshayes

V glavkonitnem peščenjaku neposredno pod plastmi z rakovicami je bila pri Gračišču najdena vrsta *Nummulites polygyratus*. Ima tanko in nekoliko valovito hišico, ki je pri edinem dovolj ohranjenem primerku velika okrog 38 mm, medtem ko Schaub (1981) navaja najpogostejše velikosti med 30 in 45 mm. Zavojni rob se precej enakomerno debeli. Zavoji se enakomerno višajo, je pa precej dvojnih zavojev in anomalij. Septa so gosta. V spodnjem delu so poševno postavljena na zavojni rob, v zgornjem delu se močno nagnejo. Nekatera so v celotni dolžini srpasta, druga se šele v zgornji polovici zelo močno zasukajo nazaj. Pri polmeru 16 mm je 24 zavojev, medtem ko je pri lektotipu na polmer 18,8 mm 25 zavojev (Schaub, 1981), sicer pa je 24 zavojev pri primerkih, velikih od 12,5 do 20,5 mm. Numulit iz Gračišča potemtakem spada v variacijsko širino te vrste.

Nummulites polygyratus je zgornjecuisijska vrsta. Iz bazalnega lutecija zahodne Evrope je znan *Nummulites* aff. *polygyratus* (Schaub, 1981). Naše primerke uvrščamo po značilnostih v ekvatorialnem prerezu med tipične predstavnike te vrste. To pomeni, da je *Nummulites polygyratus* živel še v spodnjem luteciju (Pavlovec, 1982).

Schaub (1981) je v svoji monografiji opisal iz spodnjega in srednjega lutecija novo vrsto *Nummulites alponensis* Schaub. Holotip je iz spodnjega dela srednjega lutecija. Te numulite so našli tudi v spodnjelutecijskih plasteh na Krku (Schaub, 1981). Od numulitov iz Gračišča se razločujejo po velikosti, pa tudi po značilnostih v ekvatorialnem preseku.

Schaub (1981) posebej poudarja, da *Nummulites alponensis* ni prehodna oblika med *N. polygyratus* in *N. millecaput* Boubée, ampak oblika, ki se je razvijala vzporedno z linijo *Nummulites polygyratus — millecaput*. Vendar se ob tem ponovno ustavimo pri problemu razvoja podobnih oblik, kar smo že obravnavali (Pavlovec, 1982). V omenjenem razvojnem nizu se jasno vidi večanje hišic od *Nummulites distans* proti *N. millecaput* (Schaub, 1981). Zniževanje zavojev in sept sta v tem razvojnem nizu manj jasna. Vendar ima zgornjelutecijski *Nummulites maximus* D'Archiac višje zavoje kot srednjelutecijski *N. millecaput*. Zato smo že opozorili (Pavlovec, 1982), da se *Nummulites maximus* po tem in po značaju zavojnega roba bolj približa vrsti *Nummulites polygyratus* kot *N. millecaput*. Sedaj imamo še *Nummulites alponensis*, ki ga laže postavimo med *Nummulites distans* in *N. millecaput* kot stranski razvojni niz, ločen od niza *N. polygyratus — N. maximus*.

Možen razvoj omenjenih sorodnih numulitnih vrst bi bil torej takšen:

Nummulites distans ↗ *Nummulites polygyratus* → *Nummulites maximus*
↘ *Nummulites alponensis* → *Nummulites millecaput*

Nanoplankton

Vzorce za preiskave nanoplanktona v plasteh z rakovicami smo vzeli pri Gračišču in Pićnu. Nanoplankton iz Pićna je nekoliko bolje ohranjen in številčnejši, čeprav je število vrst povsod približno enako.

V plasteh z rakovicami pri Pićnu močno prevladujeta vrsti *Braarudosphaera bigelowi* Deflandre in *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel). Nekoliko več je tudi diskoastrov. Takšno razmerje govori o toplem okolju, ki je bilo optimalno tako za diskoastre kakor tudi za hiasmolite. Večje število braarudosfer nakazuje zmanjšano slanost vode (B u k r y, 1974), kar si morda lahko razlagamo z bližino kopnega ali z vplivom morskih tokov, pomešanih s sladko vodo.

Pri Pićnu smo ugotovili naslednje oblike:
Discoaster barbadiensis Tan
Braarudosphaera bigelowi Deflandre
Zygrablithus bijugatus (Gran et Braarud)
Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler et Wade)
Prinsius bisulcus (Stradner)
Reticulofenestra coenura (Rheinhardt)
Nannotetrina cristata (Martini)
Braarudosphaera discula Bramlette et Riedel
Neococcolithes dubius (Deflandre)
Coccolithus eopelagicus (Bramlette et Riedel)
Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay)
Cyclococcolithina formosa (Kamptner)
Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel)
Triquetrorhabdulus inversus Bukry et Bramlette
Helicopontosphaera lophota (Bramlette et Sullivan)
Reticulofenestra placomorpha (Kamptner)
Sphenolithus radians Deflandre
Discoaster tani nodifer Bramlette et Riedel
Reticulofenestra umbilica (Levin)
Micrantholithus vesper Deflandre
Fasciculithus sp.
Nannotetrina sp.
Thoracosphaera sp.

Pri Gračišču nastopajo naslednje oblike:
Discoaster barbadiensis Tan
Zygrablithus bijugatus (Deflandre)
Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler et Wade)
Reticulofenestra coenura (Rheinhardt)
Toweius craticulus (Hay et Mohler)
Neococcolithes dubius (Deflandre)
Discoaster elegans Bramlette et Sullivan

Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay)
Cyclococcolithina formosa (Kamptner)
Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel)
Discoaster keupperi Stradner
Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel
Sphenolithus moriformis (Brönnimann et Stradner)
Reticulofenestra oameruensis (Deflandre)
Coccolithus pelagicus (Wallich)
Transverpontis pulcher (Deflandre)
Reticulofenestra cf. *reticulata* (Gartner et Smith)
Discoaster tani nodifer Bramlette et Riedel
Reticulofenestra umbilica (Levin).

Presedimentirani kredni vrsti:
Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina
Micula staurophora (Gardet).

Starost plasti z rakovicami

Za plasti z rakovicami pravita Bachmayer in Nosan (1959), da ni jasno, kateremu delu srednjega eocena pripadajo. V geoloških zemljevidih 1 : 100.000 listov Trst, Rovinj, Labin in Ilirska Bistrica (Pleničar et al., 1973; Polšak et Šikić, 1973; Šikić et Pleničar, 1975; Šikić et Polšak , 1973) jim povsod pripisujejo spodnjelutecijsko starost. Muldini-Mamužić (cf. Šikić et Polšak, 1973) jih je uvrstila v biocono z *Acarinina bullbrooki*. V to biocono je dala tudi spodnji del globigerinskih laporjev. V plasteh z rakovicami so našli *Nummulites laevigatus*, globigerine, globorotalije, lagenide, anomalinide, morske ježke, školjke in polže. Edino v okolici Pićna so bile te plasti uvrščene v srednjelutecijsko biocono z *Globigerapsis kugleri* (Drobne et al., 1979).

Pri ugotavljanju starosti plasti z rakovicami moramo upoštevati tudi starost alveolinsko-numulitnega apnenca pod njimi. Drobne (1977) daje apnence v okolici Kubeda in Sočerge v spodnji lutecij. Tudi na severni strani polotoka pri Izoli so apnenci enako stari. Pri Izoli so v alveolinsko-numulitnem apnencu spodnjelutecijske numulitine, med drugim *Operculina praespira* (Douvillé). V širši okolici Gračišča sta v apnencih poleg te vrste še *Assilina istrana* in *Nummulites laevigatus* (Pavlovec, 1982). V glavkonitnem peščenjaku, neposredno pod plastmi z rakovicami pri Gračišču smo našli vrsto *Nummulites polygyratus*, v plasteh z rakovicami pri Roču pa *Assilina istrana*. Vse to kaže na spodnjelutecijsko starost plasti z rakovicami.

Po nanoflori uvrstimo plasti z rakovicami iz Gračišča v biocono NP 15, ki se imenuje po vrsti *Chiphragmalithus alatus* (Martini, 1971). To biocono je prvi opisal in jo označil z vrsto *Chiphragmalithus quadratus* Hay et al. (1967). Njeno zgornjo mejo naj bi določal *Discoaster tani nodifer*, po Martiniju (1971) pa označuje zgornjo mejo vrsta *Rhabdosphaera gladius*. V naših vzorcih smo našli le prvo od omenjenih oblik. Ugotovili smo skoraj celotno združbo te biocone, ki jo Kapellos in Schaub (1973) uvrščata v spodnji del lutecija. V tistem času so se pojavile številne retikulofenestre, množično pa tudi vrsta *Cyclicargolithus floridanus*, ki postane pogostejša v zgornjem

eocenu in oligocenu. Diskoastri so pogosti v vzorcu iz Pićna, pri Gračišču jih je manj. Pri Gračišču so tudi presedimentirane oblike iz zgornje krede, paleocena in starejših delov eocena. Po tem sklepamo na razkritost starejših flišev v bližini morskega bazena.

Nanoplanktonska združba iz Gračišča kaže na spodnji lutecij, medtem ko je združba iz Pićna nekoliko mlajša in jo že B e n i ć uvršča v srednji lutecij (D r o b n e et al., 1979). Pri Pićnu je tudi zgornji del alveolinsko-numulitnega apnenca srednjelutecijski. Po vsem tem lahko sklepamo na to, da so plasti z rakovicami na severnovzhodni strani tržaško-pazinskega terciarnega bazena (Gračišče, Roč) starejše od onih na južnozahodni strani (Pićan).

Biostratigraphy of beds with crabs in Istria

S u m m a r y

The Nummulitins and Nannoplankton were determined from the beds with crabs. Some samples found near Gračišče in north Istria, near Roč and near Pićan in central Istria were investigated. *Nummulites polygyratus* occur near Gračišče and *Assilina istrana* near Roč. Near Gračišče there were established 21 nannoplankton forms and near Pićan 23. The list of the species and subspecies is given in the Slovene text.

Assilina istrana is the characteristic representative of this species. Because it is not known yet whether the species *Assilina istrana* and subspecies *Assilina spira abrardi* belong to the same species, the name *Assilina istrana* for the time being remains unchanged. Our samples do not belong to the transitional form between *Assilina maior* and *Ass. spira abrardi.*

Nummulites polygyratus has the characteristics of the typical representatives of this species. Because it has been found in the Lower Lutetian beds, it is evident that this species was not extinct until the Lower Eocene. The development of similar forms of *Nummulites polygyratus, N. alponensis, N. millecaput* and *N. maximus* is interesting. It has already been pointed out that *Nummulites maximus* is more similar, according to the hight of whorls and accoding to the character of the marginal cord, to the species *Nummulites polygyratus* than to *N. millecaput. Nummulites alponensis* could be easier ranged between *Nummulites distans* and *N. millecaput* than between *Nummulites polygyratus* and *N. millecaput.*

We suppose that the development of these similar forms is most likely the following:

Nummulites distans ⟨ *Nummulites polygyratus* → *Nummulites maximus*
Nummulites alponensis → *Nummulites millecaput*

In the beds with crabs near Pićan the species *Braarudosphaera bigelowi* and *Chiasmolithus grandis* prevail. Some discoasters also occur there. This indicates warm environment. Greater number of *Braarudosphaera* indicates the reduction of salinity. This may perhaps be explaned by the nearness of land or by influence of the currents of the sea mixed with fresh water.

The strata with crabs on the north-eastern side of Triest-Pazin Tertiary basin (Gračišče, Roč) are of Lower Lutetian age and belong to nannoplankton biozone NP 15. Similar strata on the south-western part of basin are of Middle Lutetian age.

Tabla 1 — Plate 1

1, 2 Nummulites polygyratus Deshayes, oblika B — form B
Gračišče (Istra), spodnji lutecij — Lower Lutetian
Inv. št. — Inv. No. 4878, Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani

3 Assilina istrana Pavlovec, oblika A — form A
Roč (Istra), spodnji lutecij — Lower Lutetian
Inv. št. — Inv. No. 4890, Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani

Vse fotografije — All photos by Marjan Grm

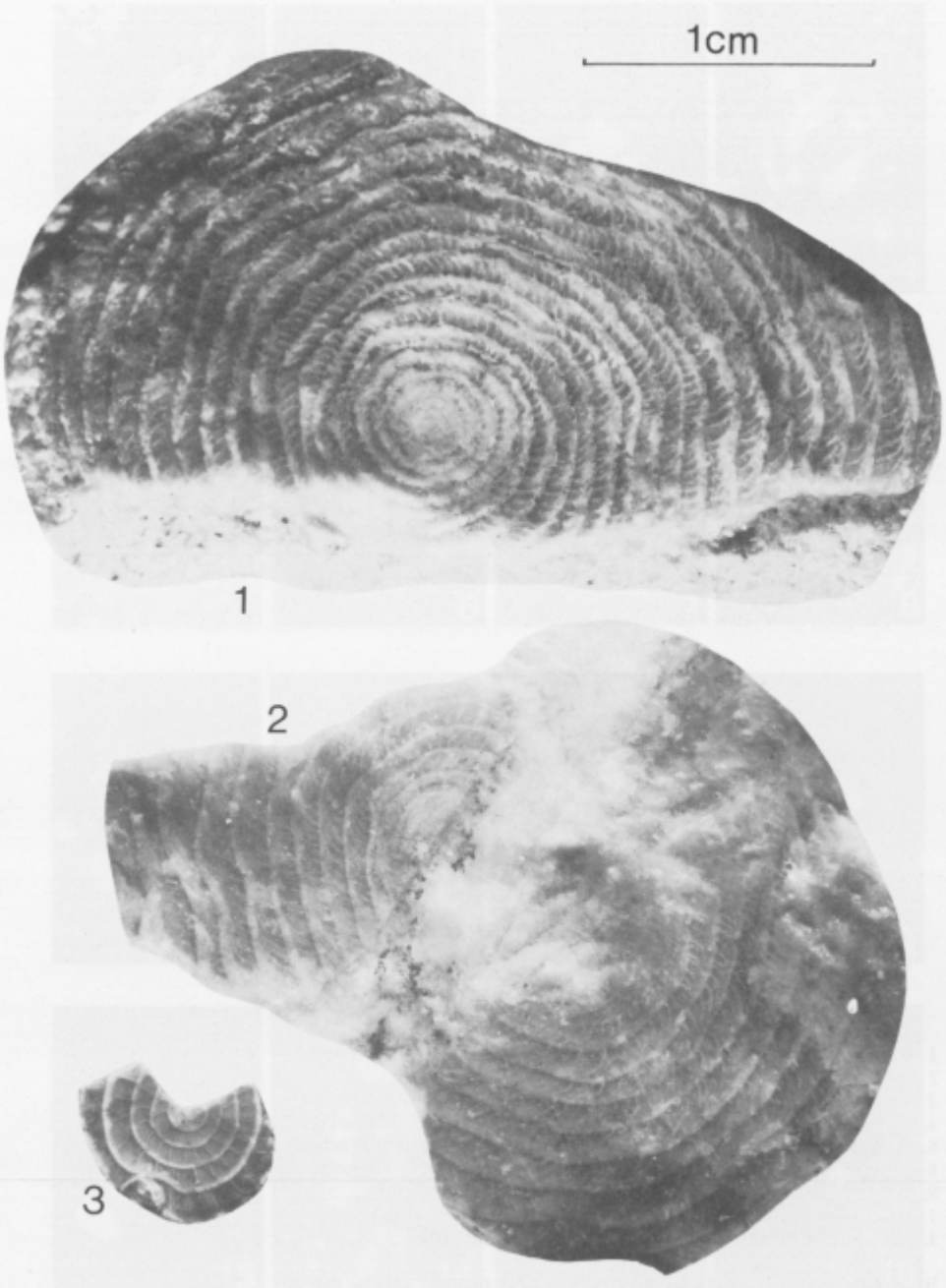
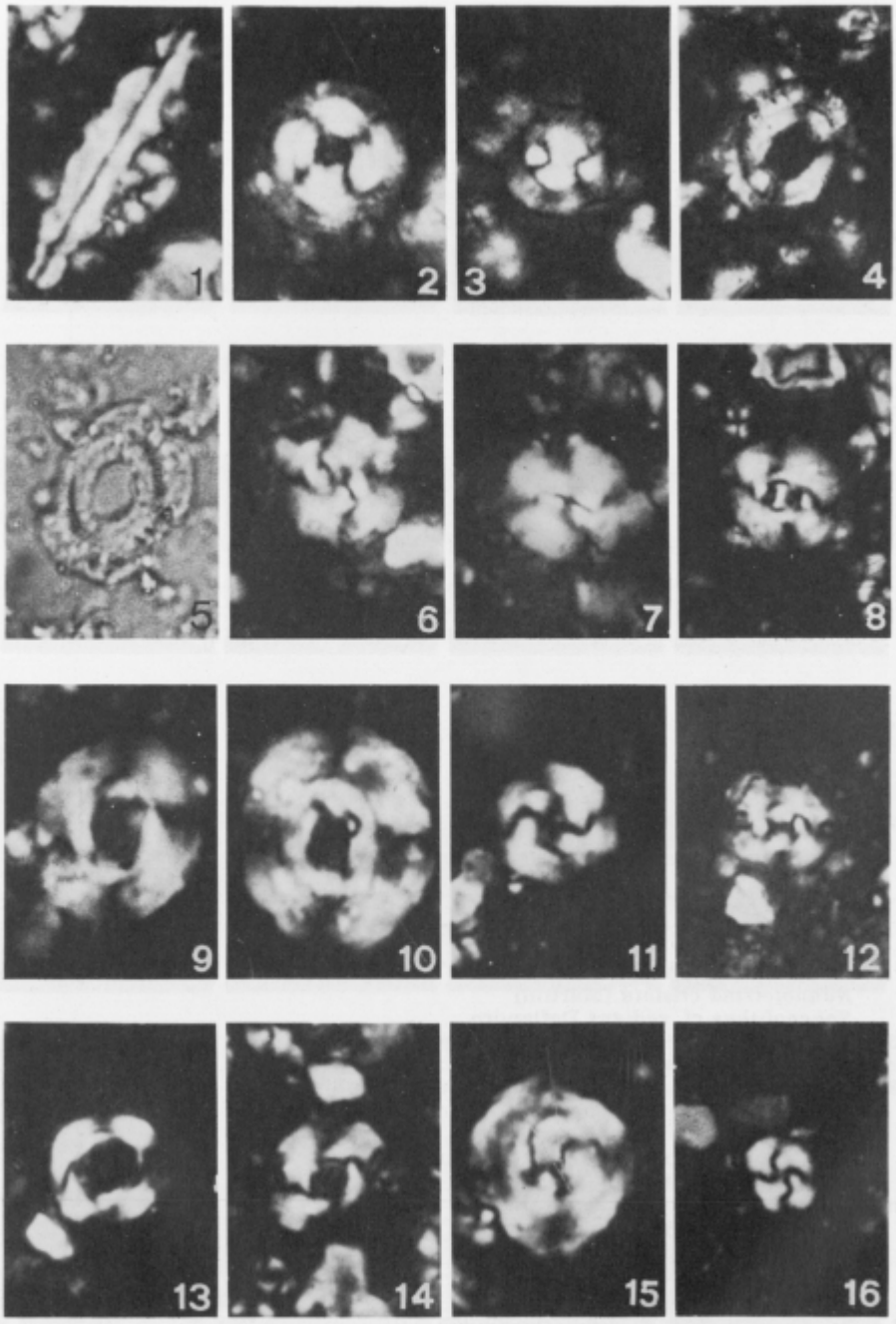

1cm
1
2
3

Tabla 2 — Plate 2

1 *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry et Bramlette
2 *Cyclococcolithina formosa* (Kamptner)
3 *Prinsius bisulcus* (Stradner)
4, 5 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel)
6, 7, 15 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade)
8 *Reticulofenestra* sp.
9, 10 *Reticulofenestra placomorpha* (Kamptner)
11, 12, 16 *Cyclococcolithus floridanus* (Roth et Hay)
13, 14 *Reticulofenestra coenura* (Rheinhardt)

Sl. 5 pri navadni svetlobi, vse druge pod navzkrižnimi nikoli
Fig. 5 under ordinary light, all others with crossed nicols
1500 × povečano
1500 × enlarged


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

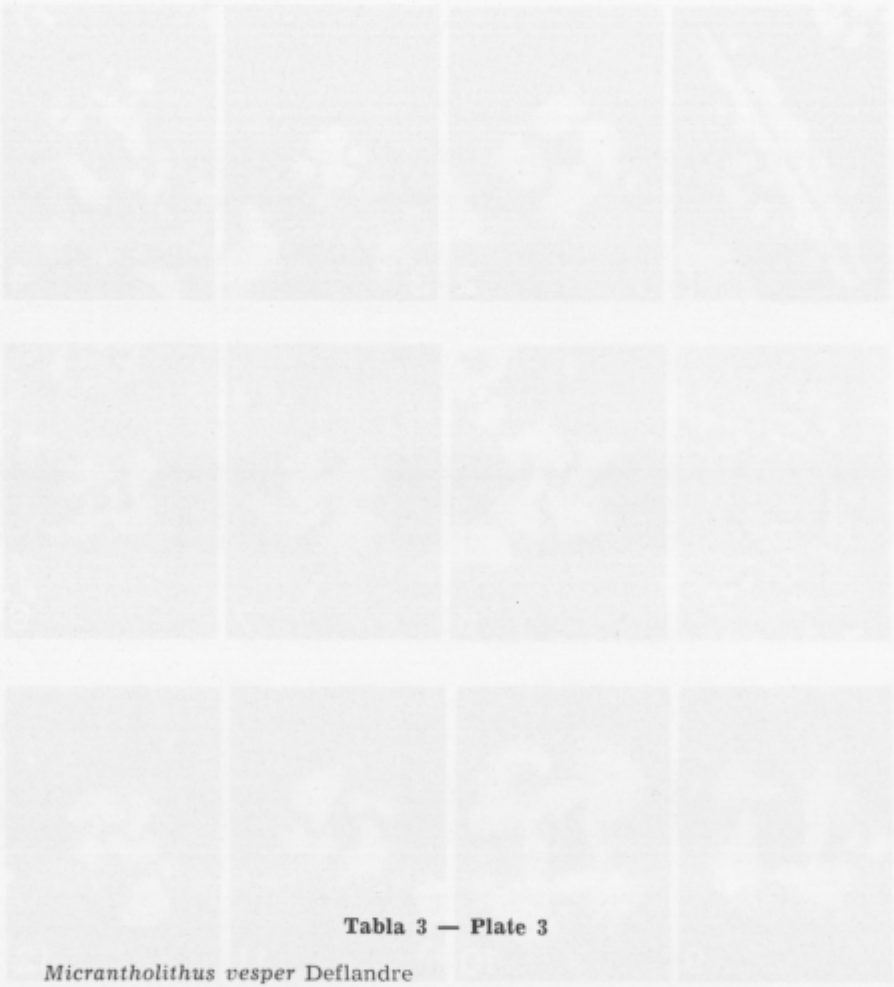
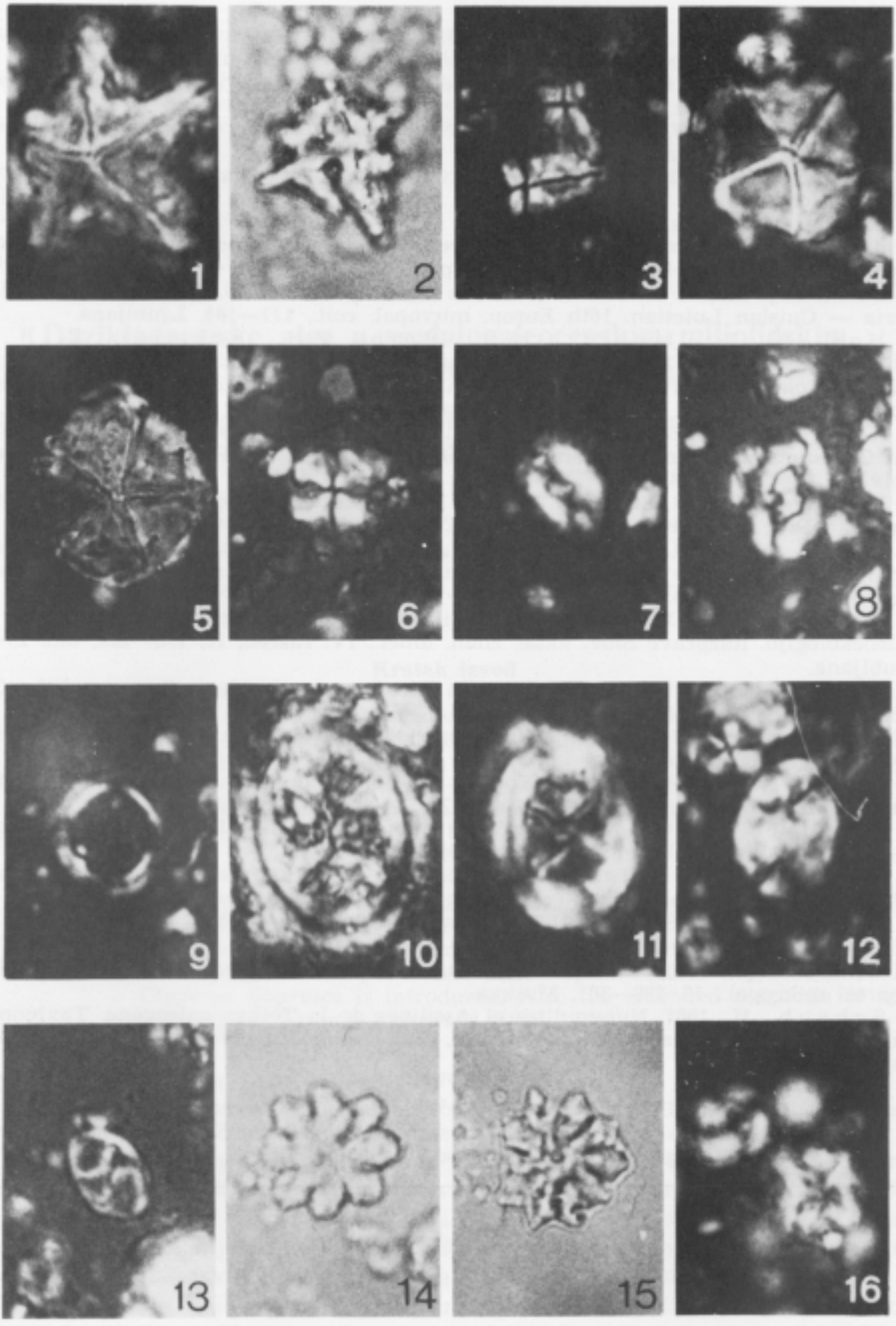


Tabla 3 — Plate 3

1 *Micrantholithus vesper* Deflandre
2 *Nannotetrina cristata* (Martini)
3 *Sphenolithus* cf. *radians* Deflandre
4, 5 *Braarudosphaera discula* Bramlette et Riedel
6 *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler
7, 8 *Helicopontosphaera lophota* (Bramlette et Sullivan)
9 *Reticulofenestra oamaruensis* (Deflandre)
10, 11 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel)
12 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan)
13 *Neococcolithes dubius* (Deflandre)
14 *Discoaster mirus* Deflandre
15 *Discoaster barbadiensis* Tan
16 *Micula decussata* Vekshina

Sl. *2, 14, 15* pri navadni svetlobi, vse druge pod navzkrižnimi nikoli
Fig. *2, 14, 15* under ordinary light, all others with crossed nicols
1500 × povečano
1500 × enlarged


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Literatura

Bachmayer, F. & Nosan, A. 1959, Ein bemerkenswerter Crustaceenfund aus Gračišče bei Kubed (Nordistrien). Geologija, *5*, 80—85, Ljubljana.

Bukry, D.. 1974, Coccolith as palaeosalinity indicators-Evidence from Black Sea. Black Sea Geol. Chem. Biol., Mem. *20*, 353—363.

Drobne, K. 1977, Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. Schweiz. Pal. Abh., *99*, 1—175, tab. 1—21, Basel.

Drobne, K. 1979, Paleocene and Eocene beds in Slovenia and Istra. 16th Europ. micropal. coll., 49—64, Ljubljana.

Drobne, K., Pavlovec, R. & Drobne, F. 1977, Paleogenske velike foraminifere s področja med Mežico in Slovenj Gradcem. Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, *20*, 1—88, tab. 1—23, 3 pril., Ljubljana.

Drobne, K., Pavlovec, R. & Benić, J. 1979, Excursion F, Pićan, Istria — Cuisian Lutetian. 16th Europ. micropal. coll., 177—184, Ljubljana.

Hay, W. W., Mohler, M.P., Roth, P.H., Schmidt, R. R. & Boudreux, J. E. 1967, Calcareous Nannonplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Carribean — Antillen Area and Transoceanic Correlation. Transact. Gulf. Coast Ass. Geol. Soc., *17*, 428—480, tab. 1—13.

Kapellos, C. & Schaub, H. 1973, Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. Eclogae geol. Helv., *66/3*, 687—737, Basel.

Martini, E. 1971, Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton zonation. Proc. II. Plankt. Conf., 739—786, Roma.

Papp, A. 1962, Über die Altersstellung autochtoner Kalke im Profil Pazin—Vranja (Mittel Istrien) und Bemerkungen über den Charakter des Flysches in diesem Gebiet. Verh. geol. BA, *2*, 172—176, Wien.

Pavlovec, R. 1969, Istrske numulitine s posebnim ozirom na filogenezo in paleoekologijo. Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, *12*, 153—206, tab. 1—13, Ljubljana.

Pavlovec, R. 1975, Razvojni nizi in taksonomska problematika numulitin. Geologija, *18*, 61—73, Ljubljana.

Pavlovec, R. 1976, Numulitine iz zahodne Jugoslavije. 8. jug. geol. kongres, *2*, 239—248, 1 pril., Ljubljana.

Pavlovec, R. 1981, Middle Eocene Assilinas and Operculinas in the Dinarids. Zbornik radova, Znan. savjet za naftu JAZU, *A/8*, 67—76, Zagreb.

Pavlovec, R. 1982, Nekaj značilnih numulitin iz fliša Jugoslavije. 10. kongres geologa Jugoslavije. Zbornik radova, *1*, 193—200, Budva.

Pleničar, M., Polšak, A. & Šikić, D. 1973, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, tolmač za list Trst, 1—68, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Polšak, A. & Šikić, D. 1973, Osnovna geol. karta SFRJ 1 : 100.000, tumač za list Rovinj, 1—51, Savezni geološki zavod Beograd.

Schaub, H. 1966, Nummulitovie zoni i evoljucionnie rjadi nummulitov i asilin. Voprosi mikropal., *10*, 298—301, Moskva.

Schaub, H. 1981, Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. Schweiz, Pal. Abh., *104—106*, 1—236, tab. 1—115, Basel.

Šikić, D. & Pleničar, M. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, tumač za list Ilirska Bistrica, Savezni geološki zavod, Beograd.

Šikić, D. & Polšak, A. 1973, Osnovna geol. karta SFRJ 1 : 100.000, tumač za list Labin 1—55, Savezni geološki zavod, Beograd.

GEOLOGIJA 28/29, 69—91 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.71.781:561 (497.12) = 863

Dazikladacejske alge u srednjopaleocenskim miliolidskim krečnjacima na Krasu u Sloveniji

Dasycladacean algae in Middle Paleocene miliolid limestones in Kras in Slovenia

Stanko Buser
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Rajka Radoičić
c/o Geološki institut, P. O. Box 275, 11001 Beograd

Kratak izvod

U više slojeva srednjopaleocenskoga krečnjaka između miliolidskog krečnjaka kod sela Slivje na Krasu pronađena je bogata asocijacija dazikladaceja. Veoma učestale su cimopolije, osobito vrsta *Cymopolia elongata*. Ovom prilikom uvodi se nova vrsta iz roda *Clypeina* Michelin — *Clypeina liburnica*. Daje se i emendirana dijagnoza vrste *Cymopolia paronai* Raineri.

Abstract

In several beds of the Middle Paleocene limestone within the miliolid limestone at the Slivje village in Kras (Slovenia) a rich association of dasycladaceans was found. Very frequent are cymopolias, especially the species *Cymopolia elongata*. Here a new species genus *Clypeina* Michelin — *Clypeina liburnica* is introduced. Also the emended diagnosis of species *Cymopolia paronai* Raineri is given.

Uvod
Stanko Buser

Paleocenske krečnjačke alge bile su u Sloveniji prvi puta pronađene u presedimentiranim krečnjačkim odlomcima u paleocenskim flišnim brečama u dolini Soče (Deloffre et Radoičić, 1978). Drobne i Pavlovec su na primarnom mjestu pronašli (1979) dazikladaceje roda *Cymopolia* u paleocenskim miliolidskim krečnjacima na Goležu blizu Kozine.

Dazikladaceje koje opisuju autori u toj raspravi, našli smo prilikom snimanja detaljnih profila za sedimentološka istraživanja u paleocenskim krečnjacima na Krasu (Delvalle, 1985).

Opis profila i nastanak slojeva s dazikladacejama

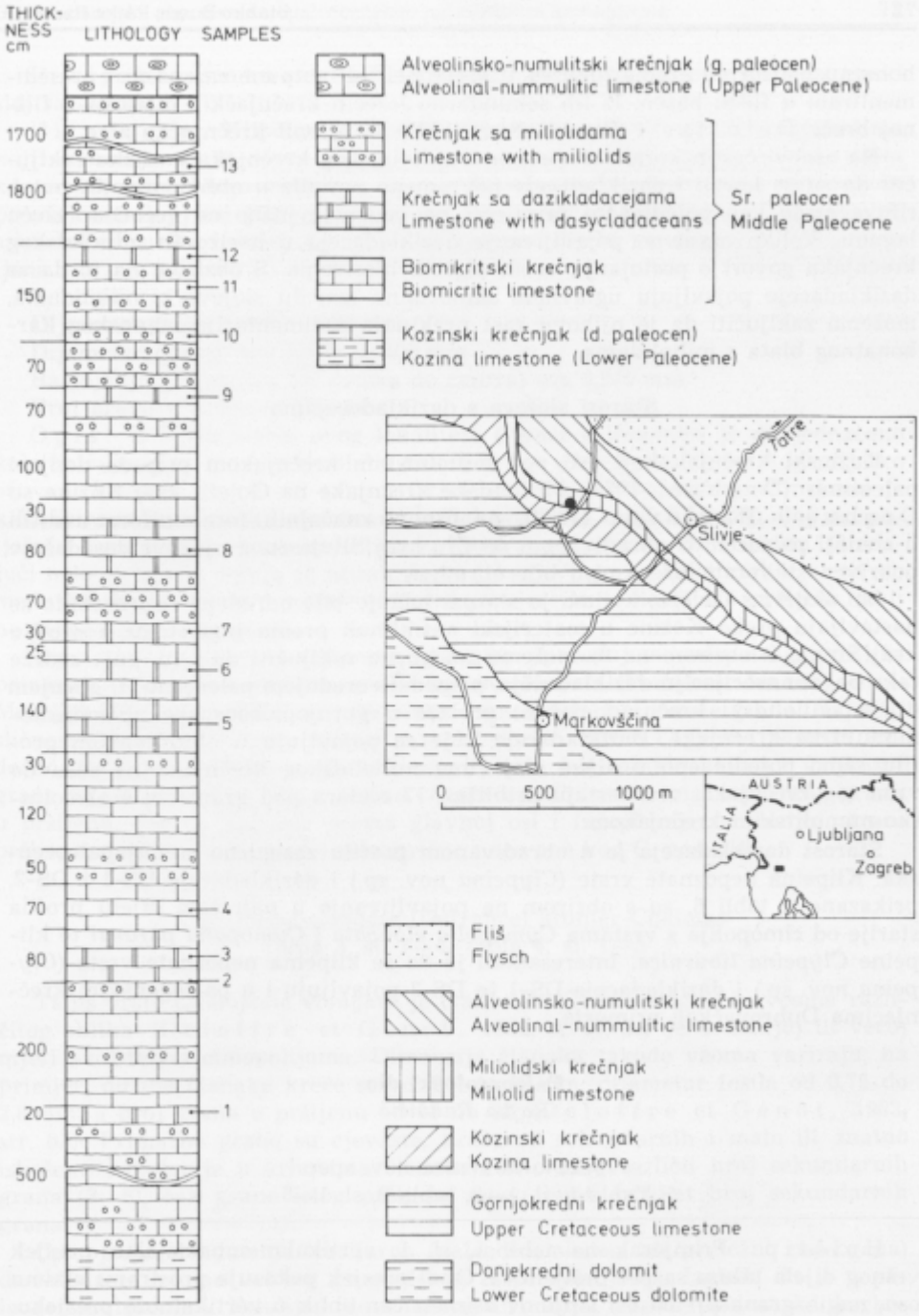
Kod proširivanja ceste, koja vodi iz Materijskog podolja u Tatre, pokazao se približno 1 km zračne linije zapadno od Slivja jedan od najlepše otkrivenih profila u paleocenskim slojevima na slovenskom Krasu (sl. 1). Ti slojevi leže sa stratigrafskom prazninom na gornjokrednom krečnjaku koji predstavlja bijeli mikritni krečnjak (mudstone) s rijetkim radiolitima. Gornji dio paleocenskih slojeva počinje tamnim smeđosivim mikritnim donjopaleocenskim kozinskim krečnjacima. Oni leže na jasno izraženom reljefu gornjokrednih krečnjaka. Na tom području kopna faza trajala je duže nego na sjevernijim područjima između Lipice, Divače i Vremskog Britofa. Zbog toga tu nije bio odložen donji dio liburnijske formacije u obliku vremskih slojeva. U kopnoj fazi nastajali su boksiti koji na rijetkim mjestima leže u pličim džepovima gornjokrednog krečnjaka. Manje džepove crvenkastog boksita nailazimo i u obrađenom profilu u udubljenjima ceste. Na boksitu ili još češće neposredno na gornjokrednom krečnjaku leži oko 60 metara kozinskoga uglavnom mikritnog krečnjaka koji prema vrhu polako prelazi u srednjopaleocenski miliolidski krečnjak čija je debljina oko 53 metara.

Dazikladaceje se pojavljuju nenadno i masovno oko 5 metara nad granicom između kozinskog i miliolidskog krečnjaka. Debljina horizonta u kojem se pojavljuju dazikladaceje više ili manje je često oko 31 metar (sl. 1). Dazikladaceje su uglavnom u nekoliko do 140 cm debelim slojevima krečnjaka koji po svojoj strukturi pripada packstonu. U krečnjaku s algama je samo malo miliolida. Među slojevima s miliolidama i dazikladacejama su više ili manje česti slojevi mikritnog smeđkastog krečnjaka tipa mudstone koji sadrži teksture bioturbacije, pore izsušivanja, detritus mikrokodija i sladkovodnog te brakičnog je postanka. Taj krečnjak sadrži brojne oogonije haraceja i slabije sačuvane gastropode. Zanimljiv je oko 200 cm debeo sloj krečnjaka s uzorkom br. 11 u kojem je alga *Microcodium* jako učestala i koju u svojim radovima često spominje D e l v a l l e (1985).

Najlepše sačuvane dazikladaceje su u 140 cm debelom sloju s uzorkom br. 5 i one su glavni predmet obrade ove rasprave. Zanimljivi su i najniži slojevi krečnjaka s dazikladacejama. U njima se, naime, pojavljuju samo dazikladaceje triju nepoznatih vrsta (*Clypeina* nov. sp., DS-1 i DS-2) koje su prikazane u tabli 6. Cimopolije počinju vjerojatno tek od uzorka br. 4 prema gore. Većina ostalih uzoraka prikazanih u profilu su još u daljnjoj paleontološkoj obradi.

U horizontu srednjopaleocenskog miliolidskog krečnjaka na nekoliko mjesta šireg zaleđa obrađivanog profila su manji koralni grebeni ili pojedinačni korali. U tom krečnjaku često nailazimo i na brojne komadiće morskih ježeva. Miliolidski krečnjaci nastali su u lagunskom području Dinarske karbonatne platforme koja je vremenom prelazila u nadplimsko područje. Tada je za kratko vrijeme morska sedimentacija bila prekinjena, čak je došlo do erozije još nepotpuno konsolidiranog krečnjačkog dna. U profilu zapaženo je više takvih epizoda kratkotrajnog izronjavanja. Sladkovodno-brakični krečnjaci su zbog kratkotrajnog izronjavanja zapunili manje erozijske udubine. Po prekinutoj sedimentaciji uobičajno započinje novi sloj krečnjaka čak s drugačijim tipom sedimenta od onog koji leži u njezinoj podlozi.

Na sjevernom rubu Dinarske karbonatne platforme su u paleocenu nastajali grebenski krečnjaci s algama i koralima. Prodiranjem flišnog bazena na kar-



Sl. 1. Geološki stub u miliolidskim krečnjacima i geološka karta okoline Slivja

Fig. 1. Geological column in miliolid limestones and geological map of environs of Slivje

bonatnu platformu prema jugu su ti krečnjaci bili potpuno razrušeni i presedimentirani u flišni bazen. Iz tih sekundarno ležećih krečnjačkih dijelova u flišnoj breči Deloffre i Radoičić (1978) su opisali krečnjačke alge.

Na osnovi čestih korala u horizontu miliolidskog krečnjaka možemo zaključiti da su se korali i dazikladaceje povremeno naselile u obliku manjih patch rifova samo kao pojedinačni primjerci na područje južno od grebena ležeću lagunu. Veliko masovno pojavljivanje dazikladaceja u horizontu miliolidskog krečnjaka govori o postojanju većih alginih biostroma. S obzirom na to da se dazikladaceje pojavljuju uglavnom samostalno između slojeva s miliolidama, možemo zaključiti da je njihovu rast prekinula sedimentacija lagunskog karbonatnog blata s miliolidama.

Starost slojeva s dazikladacejama

Kozinski krečnjak koji leži pod miliolidskim krečnjakom pripada donjem paleocenu (Drobne, 1979). Miliolidske krečnjake na Goležu kraj Kozine su Drobne i Pavlovec (1979), na osnovi značajnih foraminifera uvrstili u srednji paleocen. U obrađivanom profilu kraj Slivja zbog njegove dosadašnje pokrivenosti foraminifere nisu bile obrađene.

Isti slojevi s Goleža, kojima je starost točnije bila određena neprekinuto se nastavljaju preko Kozine u materijski antiklinali prema jugoistoku u profilu kraj Slivja. S obzirom na to možemo zasigurno zaključiti da i tu, gdje sadrže tako bogatu asocijaciju dazikladaceja, pripadaju srednjem paleocenu. U gornjem dijelu miliolidski krečnjaci polako prelaze u gornjopaleocenske alveolinsko-numulitske krečnjake. Dazikladaceje koje se pojavljuju u obrađivanom profilu samo pojedinačno u višim slojevima miliolidskog krečnjaka ne sežu do vrha tog krečnjaka, već nestaju približno 17 metara pod granicom s alveolinsko-numulitskim krečnjakom.

Starost dazikladaceja je u obrađivanom profilu zasigurno srednjopaleocenska. Klipeina nepoznate vrste (*Clypeina* nov. sp.) i dazikladaceje DS-1 i DS-2, prikazane u tabli 6, su s obzirom na pojavljivanje u najnižem dijelu profila starije od cimopolija s vrstama *Cymopolia elongata* i *Cymopolia paronai* te klipeine *Clypeina liburnica*. Interesantno je da se klipeina nepoznate vrste (*Clypeina* nov. sp.) i dazikladaceje DS-1 te DS-2 pojavljuju i u paleogenskim krečnjacima Dubrovačkog primorja.

Paleontološki dio

Rajka Radoičić

Clypeina liburnica nov. spec.
Tabla 1, sl. 1—3, tabla 2, sl. 1—5

Holotip: Primjerak na tabli 1, sl. 1, vertikalan-subaksijalan presjek vršnog dijela talusa sa pet pršljenova. Ovaj presjek pokazuje prostranu glavnu osu, nagib grana prema osi i njihov asimetričan oblik u vertikalnom presjeku. Preparat RR-3243, kolekcija algi R. Radoičić.

Izotipovi: Više poprečnih, kosih i tangencijalnih presjeka od kojih su neki prikazani na tabli 1 i 2.

Porijeklo imena: Po liburnijskim slojevima kojima pripada tipski sloj sa algama.

Dijagnoza: Klipeina prostrane cilindrične glavne ose sa pršljenovima koji se sastoje od 10 do 14 grana. Grane su valjkasto-zdepastog oblika, dosta krupne, distalno blago zaobljene, one se ležerno bočno dodiruju, a nagnute su prema centralnoj osi pod uglom od oko 55° do 65°. U vertikalnom presjeku su asimetrične, nešto ispupčenije u proksimalnom dijelu na donjoj površini pršljena.

Dimenzije:

Dijametar fosila 0,640—1,120 mm

Dijametar glavne ose 0,240—0,400 mm

Rastojanje pršljenova (od centra do centra) cca 0,240 mm

Broj grana u pršljenu 10—14

Opis: U krečnjacima ovog lokaliteta *Clypeina liburnica* je neujednačeno kalcificirana alga. Osobito je slabo kalcificirana glavna osa, te su stoga rijetko očuvani krupniji fragmenti talusa. Grane su različito kalcificirane: nekada je kalcificirana samo tanka membrana, a nekada je to tanji ili deblji sloj sa spoljašnje i unutrašnje strane membrane. Krajevi grana nisu kalcificirani. Gledajući neke presjeke dobija se utisak da su i krajevi grana kalcificirani — to su, međutim, horizontalni i subhorizontalni presjeci kroz donji dio pršljena, koji ne prolaze kroz vrh grana.

Odnosi: Ako vrstu *Clypeina liburnica* upoređujemo sa paleogenim klipeinama, onda je ona najbliža vrsti *Clypeina digitata* (Parker et Jones) L. et J. Morellet, koja, za razliku od naše vrste, ima izduženo cjevaste grane. Najveću sličnost *Clypeina liburnica* pokazuje sa krednom vrstom *Clypeina pastriki* Radoičić, koja ima prostranu glavnu osu i skoro horizontalne kratke valjkaste grane unekoliko pravilnijeg oblika. *Clypeina liburnica* ima veći broj grana u pršljenu, one su nagnute prema glavnoj osi i ispupčenije na donjoj strani pršljena, dakle, u većoj mjeri asimetrične nego one kod *C. pastriki.*

Cymopolia elongata (Defrance) Munier-Chalmas
Tabla 3, sl. 1—4, tabla 4, sl. 1—5

Talus vrste *Cymopolia elongata* je člankovit. Članci mogu biti veoma različitog oblika (Deloffre et Génot, 1982, sl. 8), što je u manjoj ili većoj mjeri svojstveno cimopolijama. Dimenzije članaka takođe veoma variraju, na primjer, dužina članaka kreće se od 1,5 do 12 mm, dijametar fosila od 0,75 do 2,8 mm, a broj grana u pršljenu od 18 do 32 (Deloffre et Génot, 1982, str. 93). Primarne grane su cjevaste, kraće od sekundarnih i malo ili znatno iskošene (iskošenije u vrhovima članaka). One nose različit broj sekundarnih grana (3—8), čak grane istog pršljena mogu imati različit broj sekundarnih grana.

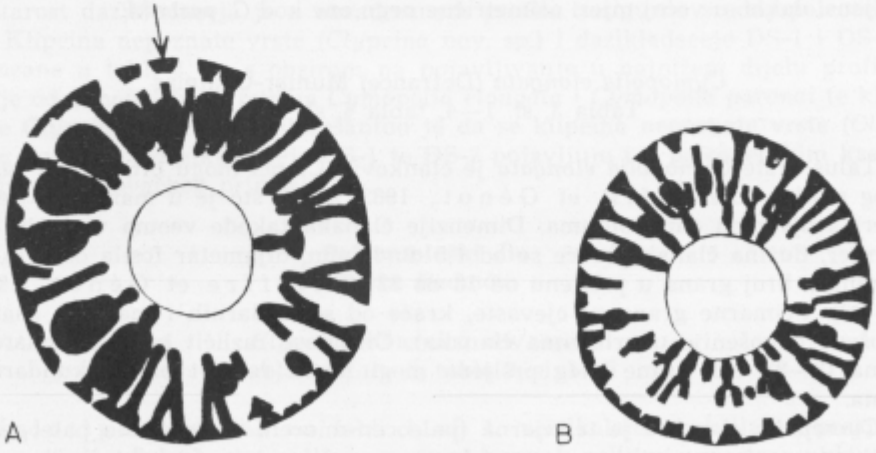
Cymopolia elongata je tercijarna (paleocen-miocen, ali pretežno paleogena) dazikladacea veoma velikog geografskog rasprostranjenja. Izgleda da je u paleogenim terenima Friulija, Slovenačkog Primorja i Istre (Jadranska karbonatna platforma) veoma učestala (Raineri, 1930; Bignot, 1972). U južnijim krajevima koji takođe pripadaju ovoj karbonatnoj platformi, poznati su rijetki nalazi ove vrste na Braču, Hvaru i u okolini Dubrovnika.

U ispitivanom materijalu *Cymopolia elongata* je zastupljena brojnim cjevastim člancima srednjih i sitnijih dimenzija (u odnosu na poznate dimenzije). Dužina članaka rijetko prelazi 3 mm, dijametar članaka kreće se od 0,45 do 1,05 mm, dijametar centralne ose (spoljašnji kalup) od 0,160 do 0,470 mm, udaljenost pršljenova oko 0,160 mm, a dijametar fertilnih ampula od 0,050 do 0,080 mm. Broj sekundarnih grana po jednoj primarnoj od 3—5, najčešće 4.

Cymopolia paronai (Raineri) emend.
Tabla 5, sl. 1—4

Cymopolia paronai Raineri zadugo je bila poznata samo u tipskom lokalitetu u Friuliju (Colle di Medea). Tek nedavno zabilježeni su nalazi ove vrste u Francuskoj (Segonzac, 1979) i u paleocenu Sardinije (okolina Orosei-a, Dieni et al., 1985).

Raineri (1930) je opisala ovu vrstu samo na osnovu jednog neznatno iskošenog poprečnog presjeka kroz krečnjački članak dosta lošeg očuvanja (sl. 2 A), što je bilo nedovoljno za sagledavanje karakteristika vrste. Pritom je, zbog lošeg očuvanja, dobijena pogrešna slika o nekim elementima građe (oblik primarnih grana, veličina i oblik fertilnih ampula). Primarne grane su opisane kao klaviforme (».. rami primarii in numero di 16—18, clavati lieveménte attenuati alla base,...«, Raineri, 1930, str. 4). Polazeći od crteža koji je prikazala Raineri, Deloffre i Génot govore o »ramification primaires qui sont legerement renflées dans leur partie médiane...« (1982, str. 74). Mišljenja smo da ovaj presjek, zbog lošeg očuvanja krečnjačke cjevčice, ne pokazuje stvarni oblik primarnih grana, nego se radi o sekundarnoj deformaciji pora koje odgovaraju cjevastim primarnim granama. U prilog ovom zaključku govori i sljedeća činjenica: Rita Raineri je u istom radu, na strani 7,



Sl. 2. A — *Cymopolia paronai* (Raineri) holotip, i B — *Cymopolia elongata* (Defrance) x 42, prema Raineri, 1930, str. 5, sl. 1 i str. 7, sl. 2

Fig. 2. A — *Cymopolia paronai* (Raineri) holotype, and B — *Cymopolia elongata* (Defrance) (x 42), after Raineri, 1930, p. 5, fig. 1, and p. 7, fig. 2

prikazala i vrstu *Cymopolia elongata* opisujući njene pršljenove od »circa 22 rami primarii lievemente clavati, attenuati alla base...«. U prikazanom horizontalnom presjeku članka (sl. 2 B) vidimo primarne grane proširene u srednjem dijelu — dakle, ucrtane i opisane na isti način kao i one *C. paronai*. Međutim, veoma je dobro poznato da primarne grane vrste *Cymopolia elongata* imaju cjevast oblik. To se osobito jasno vidi u presjeku izolovanog članka koji prikazuje Génot (1980) na tabli 1, sl. 7. Dakle, očigledno je da su u oba slučaja presjeci loše očuvanih članaka dali pogrešnu sliku oblika grana, te ih je Raineri opisala kao klaviformne.

Druga primjedba odnosi se na oblik i veličinu fertilnih ampula. I u ovom slučaju radi se o sekundarno proširenom prostoru oko fertilnih ampula (u koji su dijelom uključene i sekundarne grane). Na pomenutom crtežu (holotip) zapaža se da sve »ampule« nisu jednake, da su tri u gornjem dijelu crteža nešto sitnije od ostalih. Ovdje posebno privlači pažnju ampula u sredini (sl. 2 A, strelica), oko koje vidimo tri sekundarne grane. Očigledno je da je čak i ovdje prostor za samu ampulu uži — ona ni u kom slučaju (imajući u vidu datu razmjeru) ne može imati dijametar veći od 0,120 mm. Jasno je da se o krupnim šupljinama u lijevom dijelu crteža, ne može govoriti kao o fertilnim ampulama.

U raspoloživim preparatima krečnjački članci vrste *Cymopolia paronai* znatno su rjeđi nego članci vrste *Cymopolia elongata*, a mahom su i slabije očuvani. Nekoliko presjeka ipak daje dovoljno jasnu sliku njene građe, te se može dati sljedeća emendirana dijagnoza vrste:

Cilindrični članci cimopolije prostrane centralne ose koja je u srednjem dijelu članka veća od jedne trećine dijametra fosila. Primarne grane kratke, cjevaste, bez izraženog distalnog proširenja i nešto kraće od takođe cjevastih, samo na krajevima proširenih, sekundarnih grana. U srednjem dijelu članka grane su horizontalne do subhorizontalne. Na krajevima, gdje su obično malo iskošene, one su nešto kraće i zdepastije. Fertilne ampule dosta krupne, okruglaste.

Dimenzije:

Najveća promatrana dužina članka 4,100 mm
Dijametar fosila 0,870—1,265 mm
Dijametar centralne ose 0,300—0,500 mm
Rastojanje pršljenova 0,144—0,160 mm
Broj primarnih grana u pršljenu 14—16
Broj sekundarnih grana po primarnoj 4?
Dijametar fertilne ompule 0,096—0,112 mm
Dužina primarnih grana 0,080—0,112 mm
Dužina sekundarnih grana 0,192—0,272 mm

Po veličini fertilnih ampula i položaju grana *Cymopolia paronai* se veoma razlikuje od vrste *Cymopolia elongata*. Fertilne ampule *C. paronai* su krupnije, stoga izgledaju zbijenije, te se dobije utisak da *Cymopolia paronai* ima gušće pršljenove. Odnosno, zbog sitnijih ampula, kao i nešto finijih grana, krečnjački članci vrste *Cymopolia elongata* su kompaktniji i masivniji.

Kao što su Deloffre i Génot (1982, str. 75) primjetili, *Cymopolia paronai* je najsličnija eocenskoj vrsti *Cymopolia paktia* Kaever, ali članci ove poslednje imaju znatno užu centralnu osu, a pršljenovi manji broj grana. Inače obje vrste imaju krupne okruglaste fertilne ampule.

Dasycladacean algae in Middle Paleocene miliolid limestones in Kras in Slovenia

Summary

The Paleocene beds of the Liburnian Formation which begin in the considered area in the lower part with Lower Paleocene Kozina limestones, overlie with a stratigraphic gap the Upper Cretaceous limestone. The longer interval between Senonian and Lower Paleocene is marked by smaller occurrences of bauxite and karst paleorelief in Upper Cretaceous limestone. In this area the lowest parts of the Liburnian Formation, the Vreme beds, were not deposited. They appear, however, in the neighboring territory extending to the north. The Kozina micritic limestone of the mudstone type, which is about 60 meters thick, passes gradually upwards into miliolid Middle Paleocene limestones of the wackestone to packstone type of approximately 53 meter thickness.

Dasycladaceans appear suddenly and massively about 5 meters above the boundary between Kozina and miliolid limestone. The thickness of the horizon in which dasycladaceans occur more or less abundantly is around 31 meters. Dasycladaceans appear mostly in beds several centimeters to 40 centimeters thick. In limestone with dasycladaceans miliolids are rare, but they are rock-building between the layers with algae. *Microcodium* occurs mostly in fragments (presedimented), but it is also rock-building in the bed with sample No 11. The best preserved and rock-building dasycladaceans which are the object of investigation in this paper occur in a 140 cm thick bed with sample No 5. In the lower parts of profile appear only dasycladaceans of three unknown species (*Clypeina* nov. sp., DS-1 and DS-2) which are show on pl. 6. Cymopolias appear most probably with the sample No 4 upwards.

Miliolid limestones within which the beds with dasycladaceans occur were deposited in the lagoonal region of the Dinaric carbonate platform. On the north margin of this platform existed during Paleocene true reef limestones with corals and dasycladaceans. Due to the progression of the flysch basin on the platform they were completely destroyed and redeposited as breccia in the Paleocene flysch basin. Corals and dasycladaceans periodically grew in form of small patch-reefs in the lagoon where during Middle Paleocene dasycladaceans formed larger biostromes.

The miliolid limestones with frequent layers of dasycladaceans belong to the Middle Paleocene. In the upper part the miliolid limestones gradually pass into Upper Paleocene alveolinid limestones. Dasycladaceans which appear in the considered profile only sporadically in higher beds of the miliolid limestone, do not attain the top of this limestone, but they disappear about 17 meters below the boundary with the alveolinid-nummulite limestone.

Clypeina of unknown species (*Clypeina* nov. sp.) and dasycladaceans DS-1 and DS-2 are in view of their appearing in the lowermost part of profile older than cymopolias with species *Cymopolia elongata* and *Cymopolia paronai* and *Clypeina liburnica*.

In the treatise only a part of distinct populations of dasycladaceans, mostly from the bed with sample No 5, are presented. Other specimens are being still paleontologically investigated. A new species of genus *Clypeina* Michelin — *Clypeina liburnica* was established. Shown are also certain new species of dasy-

cladaceans which are not described in more detail. Also the diagnosis of species *Cymopolia paronai* was emended. This species presents together with species *Cymopolia elongata* the most frequent dasycladaceans in the middle-upper part of the considered profile.

Clypeina liburnica nov. spec.
Pl. 1, fig. 1—3, Pl. 2, fig. 1—5

Holotype: Specimen in Pl. 1, fig. 1, vertical-subaxial section of the top part of thallus with five verticils. In this section appear the wide main axis, inclination of branches to the axis, and their asymmetrical shape in the vertical section. Slide RR-3243, collection of algae R. Radoičić.

Isotypes: Several transverse oblique and tangential sections, some of which shown on Pl. 1 and 2.

Derivation of name: After Liburnian beds to which the type bed with algae belongs.

Diagnosis: Clypeina of wide cylindrical main axis with verticils which consist of 10 to 14 branches. Branches are of cylindrical-stout shapes, quite large, distally gently rounded; they are in light lateral contacts, and inclined toward the central axis at angle of about 55° to 65°. In the vertical section they are asymetrical, somewhat more convex in the proximal part on the lower surface of the verticil.

Dimensions:
Diameter of fossil: 0.640—1.120 mm
Diameter of main axix 0.240—0.400 mm
Distance between verticils (from center to center) appr. 0.240 mm
Number of branches in verticil 10—14

Description: In limestones of this locality *Clypeina liburnica* is a non-uniformly calcified alga. Especially poorly calcified is the main axis which is the reason for rarely preserved larger fragments of thallus. Branches are variously calcified: in cases only the thin membrane is calcified, and in other cases only the thinner or thicker layer from the outer or inner side of membrane. End of branches are not calcified. When observing some sections one gets the impression that also ends of branches are calcified — however, these are horizontal and subhorizontal sections across the lower part of the verticil which do not pass through the ends of branches.

Comparisons: When comparing *Clypeina liburnica* with Paleogene clypeinas, then it is closest to species *Clypeina digitata* (Parker et Jones) L. et J. Morellet, which, in contrast to our species, possesses elongated tubular branches. *Clypeina liburnica* shown most similarity with Cretaceous species *Clypeina pastriki* Radoičić which has a wide main axis and almost horizontal short cylindrical branches of somewhat more regular shape. *Clypeina liburnica* has more numerous branches in verticil, they are inclined to the main axis and more convex on the lower side of verticils, consequently more asymmetrical than those of *C. pastriki*.

Cymopolia paronai (Raineri) emend.
Pl. 5, figs. 1—4

Cymopolia paronai Raineri was long known only in the type locality in Friuli (Colle di Medea). Only recently finds of this species in France (Segonzac, 1979) and in Paleocene of Sardinia (environs of Orosei, Dieni et al., 1985) have been noted.

Raineri (1930) described this species only on the basis of a slightly inclined transversed section through a calcareous segment of rather poor state of preservation (fig. 2 A) which was insufficient for establishing the characteristics of the species. Besides, due to poor preservation, a wrong picture on certain structural elements was obtained (shape of primary branches, size and shape of fertile ampullae). The primary branches are described as claviform ("... rami primarii in numero di 16—18, clavati lievemente attenuati alla base...", Raineri, 1930, p. 4). Starting from sketch shown by Raineri, Deloffre and Génot speak of "ramifications primaires qui sont légèrement renflées dans leur partie médiane..." (1982, p. 74). According to our opinion this section, due to poor state of preservation of the calcareous, does not show the real shape of primary branches, but it presents secondary deformation of pores which correspond to tubular primary branches. This conclusion is supported also by the following fact: Rita Raineri in the same work, on page 7, showed also the species *Cymopolia elongata*, describing its verticils of "... circa 22 rami primarii lievemente clavati, attennuati alla base...". In the presented horizontal section (fig. 2 B) one can see primary branches widened in the middle part — consequently drawn and described in the same manner as those in *C. paronai*. However, it is well known that primary branches of species *Cymopolia elongata* have a tubular shape. This is especially clearly seen in the section of the isolated segment shown by Génot (1980) on Pl. 1, fig. 7. It is therefore obvious that in both cases the sections of poorly preserved segments presented a wrong picture of the shapes of branches which Raineri then described as claviform.

The second remark concerns the shape and size of fertile ampullae. Also in this case we deal with secondarily widened space around fertile ampullae (in which partly also secondary branches are included). On the mentioned drawing (holotype) it may be seen that all "ampullae" are not equal, that three of them in the upper part of the drawing are slightly smaller than the others. Here the attention is drawn especially by the ampulla in the center (fig. 2 A, arrow), around which three secondary branches are seen. It is obvious that even here the space for the ampulla itself is narrower — its diameter (considering the given scale) can exceed by no means 0,120 mm. It is clear that large vugs in the left part on the drawings cannot be referred to as fertile ampullae.

In the available slides the calcareous segments of species *Cymopolia paronai* are considerably less frequent than segments of species *Cymopolia elongata*, and they are as a rule also more poorly preserved. Several sections nevertheless give a sufficiently clear picture of its structure, so the following emended diagnosis of species could be given:

Cylindrical segments of wide central axis which is in the middle part of segment wider than one third of diameter of fossil. Primary branches short,

tubular, without expressed distal widening, and also somewhat shorter than equally tubular, only at ends widened secondary branches. In the middle part of segment branches are horizontal to subhorizontal. At ends, where they are usually slightly oblique, branches are somewhat shorter and stouter. Fertile ampullae quite large near-spherical.

Dimensions:

Highest observed length of segment 4.100 mm
Diameter of fossil 0.870—1.265 mm
Diameter of central axis 0.300—0.500 mm
Spacing of verticils 0.144—0.160 mm
Number of primary branches in verticil 14—16
Number of secondary branches after the primary branch 4?
Diameter of fertile ampulla 0.096—0.112 mm
Length of primary branches 0.080—0.112 mm
Length of secondary branches 0.192—0.278 mm

According to number of fertile ampullae and position of branches *Cymopolia paronai* differs considerably from species *Cymopolia elongata*. Fertile ampullae of *C. paronai* are larger, and they appear therefore moer compressed and one gets the impression that *Cymopolia paronai* has denser verticils. Further due to smaller ampullae and to somewhat thinner branches, the calcareous segments of species *Cymopolia elongata* are more compact and massive.

As noted by Deloffre and Génot (1982, p. 75), *Cymopolia paronai* is the most similar to Eocene species *Cymopolia paktia* Kaever, but segments of the latter have a much thinner central axis, and verticils have a smaller number of branches. Besides, both species have similar large roundish fertile ampullae.

Literatura

Bignot, G. 1972, Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnie, — Trav. Lab. Micropaléon., *2*, Paris.

Deloffre, R. & Radoičić, R. 1978, Algues calcaires (Dasycladales) du Palèocéne de Slovénie (Yugoslavie), Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane, *2*, Pau.

Deloffre, R. & Génot, P. 1982, Les Algues Dasycladales du Cénozoique. Bull. Centre Rech., Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. *4*, Pau.

Delvalle, D. 1985, Mikrofazielle Untersuchung der Kreide/Tertiär-Grenze in NW Jugoslawien (Slowenien). Diplomarbeit. Universität Heidelberg. (Manuscript).

Dieni, I., Massari, F. & Radoičić, R. 1985, Palaeocene Dasycladalean Algae from Orosei (Eastern Sardinia), Mem. di Sc. Geol., Vol. XXXVIII Padova.

Drobne, K. 1979, Paleogene and Eocene Beds in Slovenia and Istria. 16th Europ. Micropal. Coll., Ljubljana.

Drobne, K. & Pavlovec, R. 1979, Excursion K, Golež-Paleocene, Ilerdian, Cuisian. Guidebook of the 16th Europ. Micropal. Coll., Ljubljana.

Génot, P. 1980, Les Dasycladacées du Paléocène supérieur et de l'Eocene du Bassin de Paris, — Mém. Soc. Géol. France, *138*, Paris.

Radoičić, R. 1938, Dazikladacee *Cylindroporella parva* n. sp. iz gornje krede Libije i *Clypeina pastriki* n. sp. iz gornje krede Dinarida i Libije, Glas CCCXXXV SANU, Od. pr. mat. nauka, knj. *49*, Beograd.

Raineri, R. 1930, Dasycladaceae nel »Liburnico« del Colle di Medea (Friuli), Mem. R. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. *8*, Padova.

Segonzac, G. 1979, Algues calcaires du Thanétien d'Espéraza (Aude) (Dasycladacées, Corallinacées), Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, Toulouse.

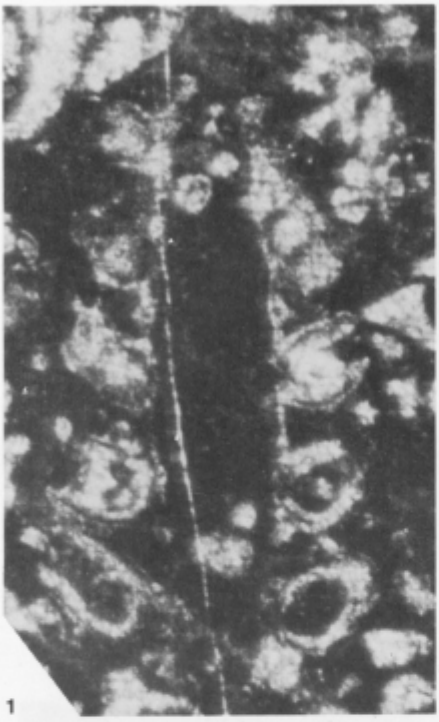
Tabla 1 — Plate 1

1—3 Clypeina liburnica nov. spec. (× 70)

1 Vertikalan-subaksijalan presjek, holotip, prep. RR-3243
Vertical-subaxial section, holotype, slide RR-3243

2 Kos presjek, prep. RR-3241
Oblique section, slide RR-3241

3 Poprečan, malo iskošen presjek, prep. RR-3241
Slightly oblique transverse section, slide RR-3241



1



2



3

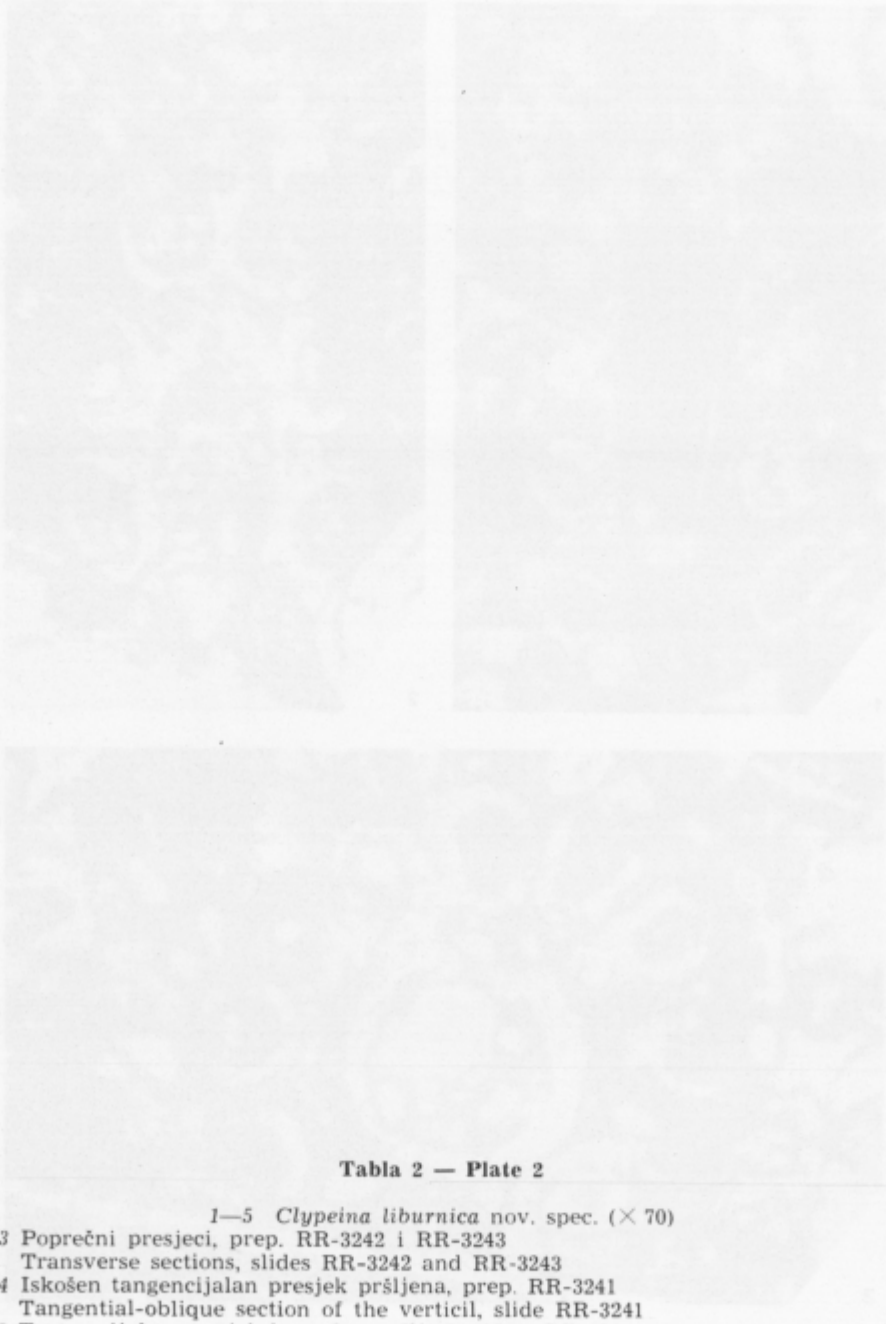


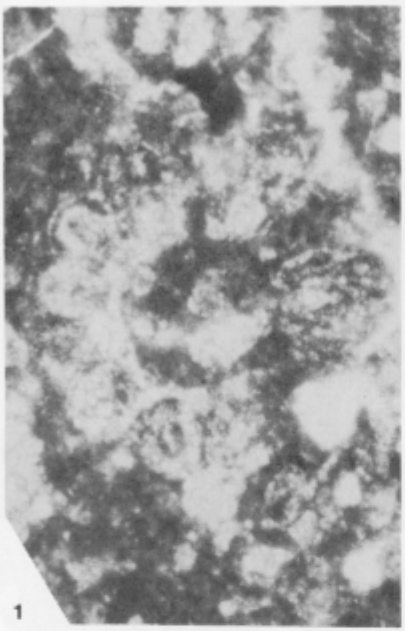
Tabla 2 — Plate 2

1—5 Clypeina liburnica nov. spec. (× 70)

1—3 Poprečni presjeci, prep. RR-3242 i RR-3243
Transverse sections, slides RR-3242 and RR-3243

4 Iskošen tangencijalan presjek pršljena, prep. RR-3241
Tangential-oblique section of the verticil, slide RR-3241

5 Tangencijalan presjek kroz dva pršljena, prep. RR-3246
Tangential section through two verticils, slide RR-3246



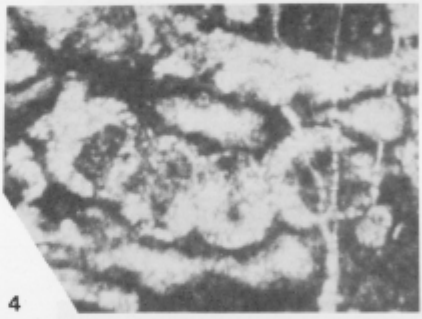
1



2



3



4



5

Tabla 3 — Plate 3

1—3 Cymopolia elongata (Defrance) Munier-Chalmas (× 35)
1—3 Kosi presjeci, prep. RR-3245 i RR-3244
Oblique sections, slides RR-3245 and RR-3244

4 Cymopolia cf. *elongata* (Defrance) Munier-Chalmas (× 35)
Kos presjek, prep. RR-3246
Oblique section, slide RR-3246



1



3



2



4

Tabla 4 — Plate 4

1—4 *Cymopolia elongata* (Defrance) Munier-Chalmas (× 35)

1 Tangencijalan iskošen presjek, prep. RR-3245
Tangential-oblique section, slide RR-3245

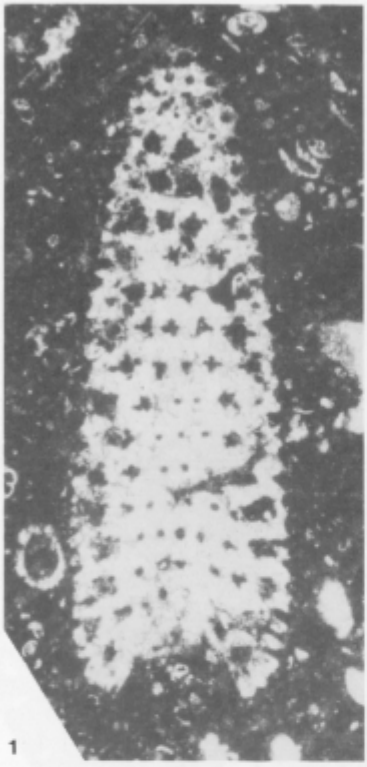
2 Kosi presjeci, prep. RR-3245
Oblique sections, slide RR-3245

3 Poprečan presjek, prep. RR-3245
Transverse section, slide RR-3245

4 Kos presjek, prep. RR-3241
Oblique section, slide RR-3241

5 *Cymopolia* gr. *elongata* (× 35)

Prep. RR-3244
Slide RR-3244



1



2



3



4



5

Tabla 5 — Plate 5

1—4 *Cymopolia paronai* (Raineri) emend. (× 35)

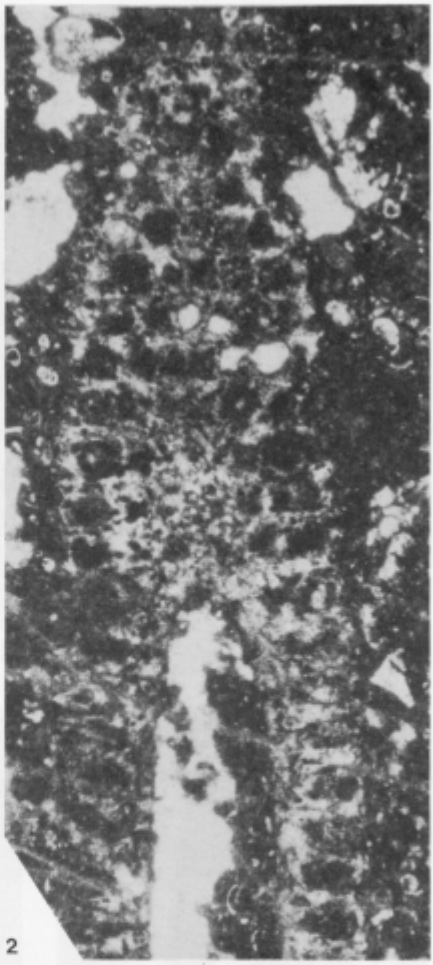
1, 2 Iskošeni vartikalni presjeci, prep. RR-3244 i RR-3245
Vertical-oblique sections, slides RR-3244 and RR-3245

3 Kos presjek, prep. RR-3239
Oblique section, slide RR-3239

4 Malo iskošen poprečan presjek, prep. RR-3242
Slightly oblique transverse section, slide RR-3242



1



2



3



4

Tabla 6 — Plate 6

1 *Clypeina* nov. sp. (x 60)
Kosi presjeci, prep. RR-3232
Oblique sections, slide RR-3232

2 Dazikladacea DS-1 (nov. gen. nov. sp.) x 60, malo iskošen vertikalan presjek, prep. RR-3232
Dasycladacean DS-1 (nov. gen. nov. sp.) (x 60), slightly oblique vertical section, slide RR-3232

3, 4 Dazikladacea DS-2 (nov. gen. nov. sp.) x 60, različiti kosi presjeci, prep. RR-3242 i 3232
Dasycladacean DS-2 (nov. gen. nov. sp.) (x 60), various oblique sections, slides RR-3243 and 3232


1


2


3


4

GEOLOGIJA *28/29*, 93—119 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.782.791.794:56.02(497.12)=863

Paleontološke raziskave pliokvartarne skladovnice velenjske udorine

Paleontological investigations of the Plio-Quaternary beds of the Velenje depression

Aleksander Brezigar
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Gorazd Kosi in *Danijel Vrhovšek*
Institut za biologijo Univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

France Velkovrh
VTO za biologijo, Biotehniška fakulteta, Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Paleontološke raziskave velenjske premogonosne skladovnice vključujejo palinološke analize, raziskave malakofavne in analize kremenovih alg. Palinološke analize so potrdile pliocensko starost premogonosnih plasti. Večji del premogove krovnine pripada zgornjemu pliocenu, najvišji del pa villafranckiju. V spodnjem delu skladovnice obstaja iglasta fosilna »Taxodium flora«, ki preide navzgor v oscilacijsko nihanje listavske faze. Malakofavno dobimo v dveh horizontih. Spodnji horizont se nahaja v premogovi plasti in tankem neposrednem krovninskem delu. Najpogostejše vrste so *Valvata (Cincinna) interposita, Prososthenia ovata* in *Planorbis hians*. Zgornji horizont, ki je od spodnjega ločen z debelo skladovnico jezerskih usedlin, pa označujejo *Melanopsis spinicostatus, Bithynia* sp., *Pyrgula* sp., *Prososthenia* n. sp. in *Planorbis* n. sp. Pregled kremenastih alg v premogovih krovninskih plasteh je potrdil, da je tam razvit jezerski facies. Tik nad premogom prevladujejo perifitonske vrste, katerim sledijo euplanktonske. V villafranckijskih plasteh pri vrhu skladovnice diatomej nismo našli. Paleontološke preiskave so vključevale še pregled pojavov makroflore, analize ostrakodov ter pregled ostankov sesalcev.

Pojasnilo: Prispevek »Paleontološke raziskave pliokvartarne skladovnice velenjske udorine« je bil podan na Simpoziju o geologiji Šaleške kotline v Titovem Velenju leta 1983. V skrajšani obliki je pod istim naslovom izšel v Geološkem zborniku 3, 1983, Odsek za geologijo, Ljubljana, v celoti pa naj bi izšel v Geološkem zborniku 6. Ker ta zaradi denarnih težav ni izšel, objavljamo celoto šele sedaj. Prispevek podaja stanje raziskav v letu 1983 in ga kasneje nismo spreminjali.

Abstract

Paleontological research of the Velenje coal measure sequence includes the palynological examinantions, the investigations of malacofauna and the analyses of diatoms. The pollen analyses confirmed the Pliocene age of the coal measures. The majority of the hanging wall strata belong to Upper Pliocene, its topmost part to Villafranchian. The coniferous type "Taxodium flora" in the lower part of the Pliocene sequence yields place upwards to the oscilatory presence of foliage plants. The analysis of malacofauna permitted the identification of lower horizon, encompassing the coal seam and a portion of succession just above it, marked by the association of *Valvata (Cincinna) interposita, Prososthenia ovata* and *Planorbis hians.* An upper horizon, which is separated from the former by a thick succession of limnic sediments, is characterised by *Melanopsis spinicostatus, Bithynia* sp., *Pyrgula* sp., *Prososthenia* n. sp. and *Planorbis* n. sp. The study of diatoms proved the presence of aquatic (limnic) facies. The perifitonic species prevail just above the coal seam, followed up by an euplanctonic suite. No diatoms were detected just at the top of the sequence in Villafranchian. The paleontological investigations included also a short account of macroflora, the analyses of ostracods and a review of mammals' rests.

Uvod

V letih od 1980 do 1982 smo izvedli obširne raziskave velenjske premogonosne skladovnice, med njimi tudi paleontološke. Že raziskovalci iz prejšnjih obdobij so dognali, da gre večinoma za sladkovodni močvirski in jezerski razvoj plasti s fluvialnimi vložki. Dalj časa že tudi uvrščajo plasti v pliocen, leta 1964 pa so z najdbo mastodontov v vrhnjem delu skladovnice dokazali villafranckij. Ni pa bil jasen prehod iz pliocena v villafranckij, pomanjkljivi so bili tudi kriteriji za povezovanje posameznih členov v skladovnici. Zato smo leta 1980 začeli s sedimentološkimi raziskavami, katerih osnova so bile paleontološke raziskave.

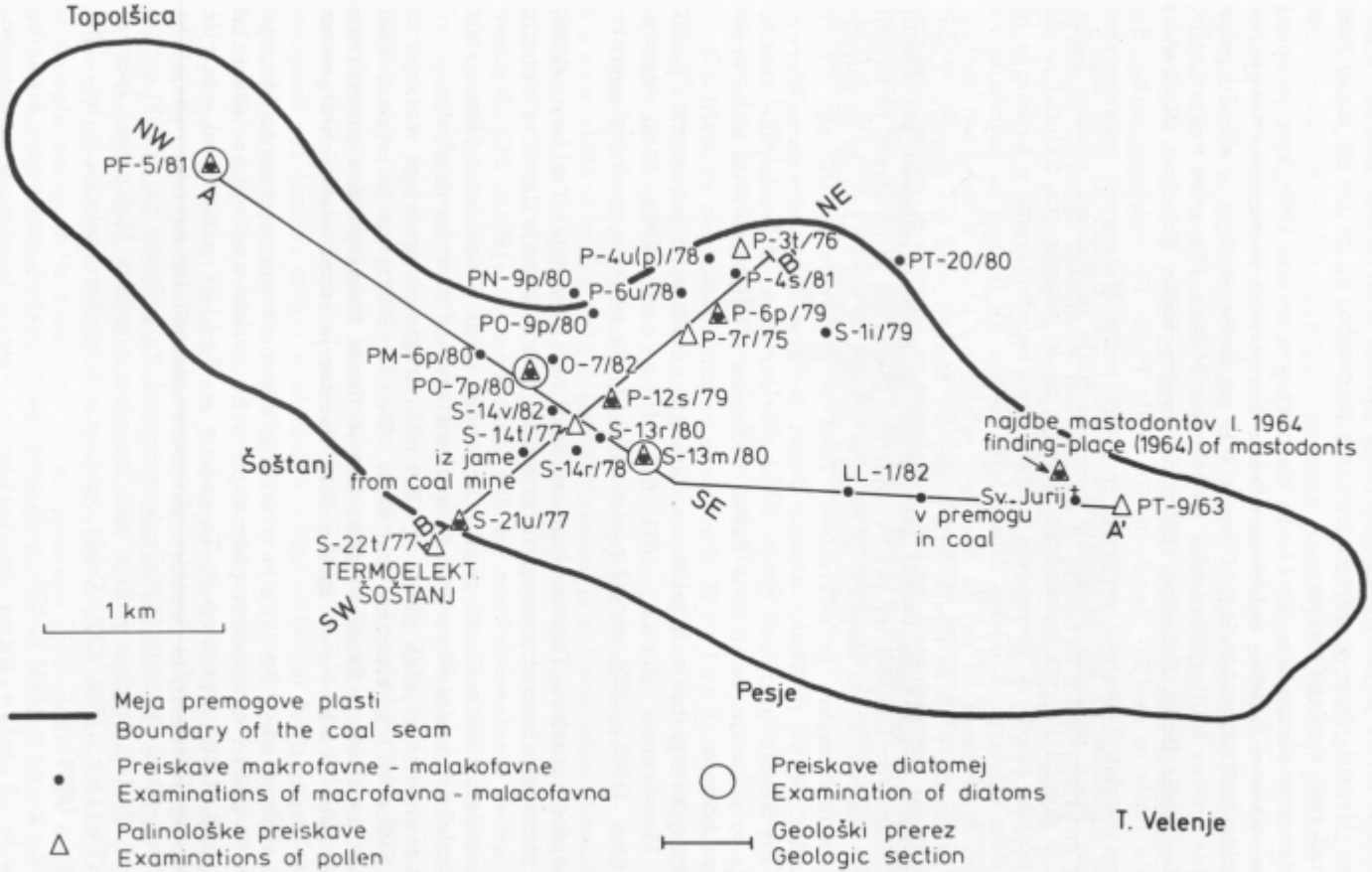
Paleontološke raziskave so zajele palinološke analize, malakofavno, analize kremenastih alg in druge fosilne ostanke. Raziskovali smo jedra vrtin. Položaji vrtin s posameznimi raziskavami so prikazani glede na lego premoga v Šaleški dolini na sliki 1. Palinološke analize vzorcev je opravil dr. A. Šercelj, ki podaja svojo razpravo posebej v tej številki Geologije.

Villafranckij postaljamo v pleistocen. Ime pliokvartar uporabljajo v tolmaču za list Slovenj Gradec (M i o č, 1978, 42) in s tem označujejo villafranckijske fluvialne peske in peščene gline pri vrhu velenjske skladovnice. Izraz pa je uporabljen tudi za starostno označbo neotektonskih udorin v obliki »Pliokvartarni bazeni« (M i o č, 1978, 50, 52). Zato že nekaj časa označujemo celotno velenjsko skladovnico kot pliokvartarno. V tej razpravi sta pod pliokvartarjem mišljena villafranckij in del pliocena skupaj.

Dosedanje raziskave

Aleksander Brezigar

Na poti od Šentvida do Šoštanja je nekje na področju današnjih Raven S t u d e r (1829, 750) opisal nizke griče iz sive gline in jih domnevno uvrstil v diluvij. B o u é je leta 1835 (R o l l e, 1860, 4) omenjal laporje z lignitom in s polži ter školjkami iz skupin Planorbidae, Paludinae in Limnaeidae.



Sl. 1. Položajna karta raziskanih vzorcev

Fig. 1. Location map of examinated samples

Rolle (1857, 448) je pisal o sladkovodnih plasteh z mehkužci, posebno s paludinami. Uvrstil jih je v starejši terciar s pripombo, da bi jih po zunanjosti lahko dali tudi v mlajši terciar.

Še danes je pomembna Rollejeva razprava iz leta 1860, kjer je opisal geološke razmere Šaleške doline in okolice ter obdelal mehkužce. Navaja tri nahajališča fosilnih mehkužcev. Prvo je bilo pri Šoštanju, kjer je določil polže *Planorbis nitidus* Müller, *Planorbis umbilicatus* Müller, *Planorbis crista* Linne, *Planorbis hians* Rolle, *Paludina (Bithynia) ungeri* Rolle, *Paludina (Hydrobia) limnicola* Rolle in školjko *Anodonta limnicola* Rolle. Pri nekdanji cerkvi Sv. Jurij pri Škalah (»škalska cerkev«) je našel polža *Melanopsis spinicostatus* Rolle, pri Pesju pa polža *Planorbis hoernesi* Rolle in *Valvata stiriaca* Rolle. Skupaj je določil 10 vrst mehkužcev, omenja pa še ostanke rib. Sklepal je, da so »šoštanjske plasti« s premogom nastale pred poledenitvami v kvartarju in po mlajšem terciarju. Z izjemo diluvialnih usedlin jih je imel za najmlajše na tedanjem Štajerskem in naj bi bile celo mlajše od plasti v Dunajski kotlini, morda enako stare ali še mlajše kot plasti pri Moosbrunnu pri Dunaju. Plasti z melanopsidi pri škalski cerkvi ter laporje in gline z lignitom pri kmetu Lukežu (današnje Lazišče) ter pri Sv. Martinu (Šmartin) je na strani 19 uvrstil v zgornji pliocen. V isti razpravi je dodana priloga Ungerja, ki je paleontološko obdelal makro in mikrofloro. Tako je pri Pesju določil algi *Chara esheri* Alex. Braun in *Chara stiriaca* Unger ter grm *Viburnum paradisiacum* Unger. Pri Škalah je določil drevo *Rhus meriani* Heer. Mikroskopske analize premoga so pokazale, de je le-ta nastal večinoma iz iglavcev. Med njimi omenja *Peuce acerosa*.

»Šoštanjsko lignitno nahajališče« so kasnejši raziskovalci primerjali s plastmi pri Moosbrunnu (Stur, 1871, 611; Hoernes, 1903, 1013), kar je Rakovec (1968 a, 325) ovrgel z utemeljitvijo, da so le-te spodnjepliocenske starosti.

Z najdbo ostankov *Tapirus hungaricus* H. v. Meyer je Teller (1889) potrdil pliocensko starost premogove krovnine. To vrsto imajo danes za sinonim vrste *Tapirus arvernensis* Croiz. et Job. (Rakovec, 1968 a, 303). Njegove ostanke so leta 1888 našli pri gradnji izvoznega jaška Franc Jožef (danes stari jašek Škale) na globini 60 metrov, to je 82 metrov nad premogovo plastjo.

Na odvalu istega jaška so okrog 1890 našli fragment zgornjega molarja, ki naj bi izviral iz iste krovnine kot tapir. Teller (1891) ga je pripisal vrsti *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job., kar je danes *Bunolophodon arvernensis* Croiz. et Job. (Rakovec, 1968 a, 301). Vendar je zaradi slabe ohranjenosti določitev nezanesljiva.

Leta 1898 je izšel Tellerjev vodnik h geološkemu zemljevidu Mozirje. V njem je peščen in prodnat pokrov pri vrhu skladovnice opisan ločeno od »šoštanjskih plasti« s premogom. Ta pokrov je Teller označil kot »starejše fluvialne usedline porečja Savinje« pliocenske starosti ter navedel nahajališča pri škalski cerkvi, Škalskih Cirkovcah in drugod. Za področje pri škalski cerkvi je zapisal, da leži prodnat pokrov nad laporjem s polžem *Melanopsis spinicostatus* (Teller, 1898, 125). Enaki opisi so v njegovem vodniku iz leta 1896 (Teller, 1896).

Po Rakovcu (1951 b, 176) podajamo, da sta starost premogove krovnine določala še Schlesinger in Vetters. Prvi ji je pripisal srednjeplio-

censko starost, drugi (1947, 21) pa mladopliocensko. Rakovec (1968 a, 325, 301) pravi, da sta Bach in Schlesinger skladovnico postavila v levantin. Vendar je Schlesinger levantin postavljal v srednji pliocen, Bach pa v spodnjega. Schlesinger tudi pravi, da je vrsta *Bithynia ungeri* iz velenjske krovnine enaka vrsti *B. ventricosa* Gray iz lignitov v Cluju v Romuniji in da so v obeh premogovih kotlinah skupne še vrste *Planorbis hians, P. crista* in *Chara esheri* (cf. Rakovec, 1968 a, 325).

Petrascheck (1926 29, 324) je celotno premogonosno skladovnico označil kot levantinsko.

Leta 1933 je Rakovec pisal o srednjepliocenski (levantinski) krovnini premoga, fluvialne usedline v pokrovu pa je primerjal z belvederskim prodom pri Dunaju iz srednjega in zgornjega pliocena. O srednjepliocenskih premogonosnih plasteh govorita tudi Rijavec (1951, 61) in Pleničar (1956, 57).

Rakovec (1933, 174; 1951 a, 16) je po Rolleju (1860) povzel opis mehkužcev in pri nekaterih uporabljal drugačno nomenklaturo. Brez točnega položaja najdbe je navedel še prisotnost školjke *Unio batavus* Partsch, polža *Lymnaea* sp., ostanke ostrakodov in rib. Rolle (1860, 39) kot Rakovec (1951 a, 17) sta poudarila, da kažejo melanopsidi na tekočo vodo, *Bulimus (Bithynia), Planorbis* in *Valvata* pa na stoječo vodo.

Tudi Rijavec (1951, 60) je povzela seznam fosilnih ostankov po Rolleju (1860) in Tellerju (1889, 1891), določila pa je še školjko *Pisidium* sp. ter dva primerka polžev rodu *Nerithodonta*.

Kvalitativne palinološke analize so opravili Weyland in sodelavci (1958, 77). V temno sivem vzorcu z lignitom so določili pelod številnih iglavcev, listavcev in drugih rastlin.

Osnova za stratigrafsko določitev velenjske skladovnice sta deli Rakovca (1968 a) in Šerclja (1968). Rakovec je paleontološko obdelal ostanke sesalcev, ki so jih leta 1964 našli pri razkrivanju površine (Drobne et al., 1964; Pohar, 1965). Ostanki so ležali v severovzhodnem delu Šaleške doline na pobočju, kjer je nekoč stala škalska cerkev (Sv. Jurij), točneje kakih 190 m severozahodno od te cerkve (sl. 1). Raztreseni so bili v različnih nadmorskih višinah od +387 do +410 m v peščenih in glinastopeščenih usedlinah rumenkaste in zeleno sive barve (Drobne, 1967, 311). Pod glavnim nahajališčem, to je od kote +387 do +394 metrov, je Šercelj (1968, 388) omenil številne lupinice moluskov in ostankov apnenih alg, ki so ležali v sivi karbonatni glini. Tako smemo sklepati, da je nekdanji Rollejev horizont z melanopsidi pri škalski cerkvi (nadmorska višina +440 m) biostratigrafsko enak horizontu z zgoraj opisanimi moluski. Glavno mastodontovo nahajališče je torej ležalo tik nad plastjo z moluski in sicer na nadmorski višini +400 metrov.

Rakovec je določil mastodonta *Bunolophodon (Anancus) arvernensis* Croiz. et Job. in *Zygolophodon borsoni* Hays, nahajališče pa uvrstil v spodnji villafranckij. S palinološkimi analizami je to starost potrdil tudi Šercelj (1968). Ta je mastodontovo nahajališče ločil na tri dele. V spodnjem delu (+387 do +399 m) prevladujejo iglavci, posebno smreka *(Picea)* in bor *(Pinus)*. Smreka je dosegla okrog 40 % vrednosti. Že na področju mastodontovega nahajališča na koti okrog +398 m njena vrednost pade na 25 %. Srednji odsek od 399 do 405 m višine je sterilen, v zgornjem odseku od +405 do +410 m pa prevladuje

jelša (*Alnus*). Različne vrste jelše dosežejo tudi nad 50 % skupne vrednosti drevesnih pelodov, medtem ko doseže smreka le še okrog 10 %.

Šercelj je palinološko preiskal tudi vrtino PT-9 63 okrog 450 metrov južnovzhodno od nahajališča mastodontov III, z ustjem na koti +392 m. Pričakovali so, da bodo dokazali zvezni prehod med pliocenom in pleistocenom, kar pa se ni zgodilo. 160 m dolg odsek od površine skozi premog do glinaste talnine premoga je bil uvrščen v zgornji pliocen (Šercelj, 1968, 379 in 393). Vrtina PT-9 63 je bila globoka 210,8 m, na 194,3 m je naletela na triadno podlago. Premog v tej vrtini je ležal od globine 143,8 do 168,3 m. Stratigrafsko neuvrščenih je torej ostalo 26 metrov talninske gline.

Zgornjepliocensko skladovnico v vrtini PT-9 63 je Šercelj razdelil na odseka A in B, odsek B pa še na pet pododsekov. Za odsek A (160 do 115 m) je navedel kot značilno iglasto termofilno fazo deloma še terciarnega značaja. Prevladujeta smreka (*Picea*) in bor (*Pinus*). Pojavljajo se še drugi iglavci, katerih vrednost ni velika, kažejo pa na vegetacijsko sestavo odmirajoče »Taxodium flore«. Za odsek B (115 do 7,7 m) so značilna oscilacijska nihanja listavske faze, v kateri je postajala vse pomembnejša bukev (*Fagus*). Od nekaj odstotkov je njena vrednost proti vrhu narasla na 30 % skupne vrednosti drevesnih pelodov. V vrtini PT-9 63 je Šercelj našel še zeleno algo *Botryococcus* sp., ki je najpogostejša v zgornjem delu njegovega odseka B.

O velenjskih mastodontih in pelodnih analizah so razpravljali še večkrat (Rakovec, 1968 b; 1970 in 1973; Marković-Marjanović, 1977).

Mikuž in Pavšič (1980) poročata o novi najdbi tapirja. Njegove ostanke so našli pri kopanju prezračevalnega jaška Šoštanj (blizu vrtine S-22t 77) na globini 125 m.

Paleontološke raziskave

Malakofavna

Aleksander Brezigar in *France Velkovrh*

Malakofavna nastopa v dveh odsekih, ki sta ločena z debelo sterilno skladovnico. V zgornjem odseku ležijo fosilni ostanki malakofavne v glini in melju, v spodnjem pa v trdnem laporju ali laporastem glinovcu. Zgornji odsek kamnin z malakofavno označujemo s črko E, spodnji pa z A. Ostanke lahko večinoma razločujemo že makroskopsko.

Vrste smo določevali po naslednji literaturi: Bukowski (1896), Brusina (1897, 1902), Fuchs (1877), Esu et Girotti (1974), Ložek (1964), Wenz (1923—30) in Rolle (1860).

Zgornji odsek z malakofavno E delimo na tri pododseke:

E_3 V najmlajšem pododseku nastopajo izluščene hišice *Melanopsis spinicostatus*. Najdene so bile v vrtini P-6p 79 na globini 73 m (sl. 1) in pri Sv. Juriju v Škalah (Rolle, 1860).

E_2 Sledi pododsek, kjer so melanopsidi v združbi z drugimi polži. To opazujemo v vrtini PF-5 81 na globini 16 do 40 m. Združbo sestavljajo *Bithynia ungeri, Melanopsis spinicostatus, Prososthenia* sp., *Lymnaea* sp., *Planorbis hians, Planorbis* n. sp., *Valvata* sp., *Pyrgula* sp. in školjka *Pisidium* sp. Pri polžih *Bithynia ungeri* so bili najdeni večinoma pokrovčki, zelo redko hišice. Celotna združba nastopa le na obrobju nekdanjega jezera. Primerjamo jo lahko z Rollejevima najdiščema pri Šoštanju in Pesju.

E_1 V najstarejšem pododseku E_1 najdemo samo pokrovčke polžev. Ti so obstojnejši kot hišice in se zato lažje ohranijo. Natančnejša determinacija ni možna, vendar so si navidezno podobni. Pripisujemo jih vrsti *Bithynia ungeri*. Ta pododsek nastopa v mnogih vrtinah tako na sredini udorine kot na obrobju. Na sredini udorine je razvit samo pododsek E_1, torej brez pododseka E_2, na robovih pa kot nadaljevanje pododseka E_2. Možno je, da so bili pokrovčki pododseka E_1 prinešeni z obal v globlje dele nekdanjega jezera in da torej v tem primeru ne gre za fosile na primarnem mestu.

Tudi spodnji odsek A delimo na tri pododseke:

A_3 Za zgornji pododsek je značilna vrsta *Prososthenia oblonga* Bronn. Zaenkrat je bila najdena le v vrtinah PF-5 81 in PT-20 81, torej bolj na obrobju. Spremljata jo vrsti *Prososthenia ovata* Bronn in *Valvata (Cincinna) interposita* Stefani, katera je lahko velika do 6 mm. Ponekod nastopajo še *Planorbis hians, Limnaea* sp., *Gyraulus* sp., *Planorbis* sp. in Unionidae. Opisana združba leži nad premogom in v zgornjem delu premogove plasti (sl. 10, vrtina PF-5 81, vzorec iz globine 231,5 m).

A_2 V tem pododseku nastopajo vrste *Valvata (Cincinna) interposita* (osebki veliki okrog 2 mm), *Prososthenia ovata* in *Planorbis hians*. Ta biocona preide navzdol v biocono z enako sestavo, le da je zraven še katera starejša, sicer redka, vendar značilna vrsta. Določene so bile *?Tanousia* sp., *?Sandria* sp. in *Valvata cristata* O. F. Müller. Pododsek A_2 je bil ugotovljen v številnih vrtinah v osrednjem delu nekdanjega jezera predvsem tik nad premogom, v bolj obrobnih legah pa tudi v zgornjem delu premogove plasti (npr. PM-6p 80, globina 480,4 m).

V zgornjem delu premogove plasti so v posameznih vrtinah nekatere posebnosti. V vrtini S-13r 80 na globini 459 m je najpogostejša *Valvata (Cincinna) interposita*, vendar spet velika oblika (do 4,5 mm), ki jo spremljata *Prososthenia ovata* in *Planorbis hians*. V vrtini PO-9p 80 so na globini 433,2 do 436,9 m le veliki osebki *Valvata (Cincinna) interposita*.

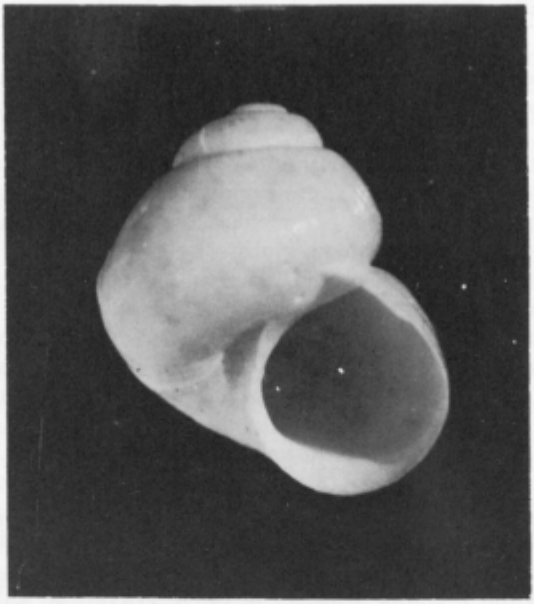
A_1 V trdnih lapornih vložkih med premogom najdemo več kot 1 cm velike polže iz družine Planorbidae. Zaradi močnih pritiskov so ponekod popolnoma sploščeni. Določili smo *Planorbarius* sp. in *Carinogyraulus* sp. Pogosti so tudi ostanki školjk.

Na slikah 2 in 3 sta prikazani *Valvata (Cincinna) interposita* in *Prososthenia ovata* kot najpogostejši vrsti v premogovi krovnini. Mehkužce je fotografiral F. Velkovrh.

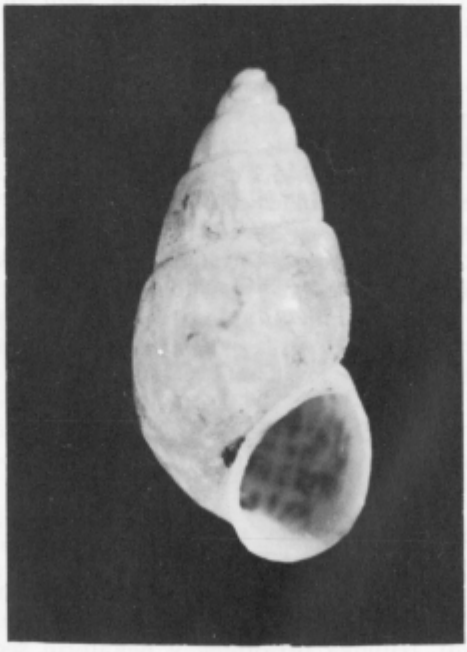
Kremenaste alge

Danijel Vrhovšek in *Gorazd Kosi*

Pri oceni paleoekoloških pogojev pogosto uporabljajo podatke o fosilnih in subfosilnih kremenastih algah oz. diatomejah (Stockner, 1972). Poleg nekaterih drugih skupin alg so kremenaste alge v sedimentih jezer najbolje ohranjene in so zato tudi najpomembnejše za paleolimnološke raziskave (Bradbury, 1975). Njihova prisotnost v nekaterih sedimentih omogoča ob poznavanju njihove ekologije vpogled v tedanje življenjske, podnebne in druge razmere (Palmer, 1969). Delno spoznamo tudi ontogenetsko stanje vodnega biotopa.



Sl. 2 — Fig. 2
Valvata (Cincinna) interposita Stefani, × 15
Vrtina P-4up/78, globina 272 m
Borehole P-4up/78, depth 272 m



Sl. 3 — Fig. 3
Prososthenia ovata Bronn, × 15
Vrtina P-4u/78, globina 274 m
Borehole P-4u/78, depth 274 m

Z našimi raziskavami smo želeli ugotoviti vrstno sestavo, število in zaporedje pojavljanja posameznih vrst v treh vrtinah. Zasledovali smo spreminjanje ontogeneze tedanjega vodnega biotopa. Zaradi težav pri taksonomski obdelavi kremenskih alg smo podrobneje pregledali le vrste, ki so se pojavljale v večjem številu.

Metodika

Pod vodstvom dr. Bogomirja Jelena, dipl. ing. geol., je vzorce za mikroskopsko obdelavo pripravila Marija Horvat, geol. teh. Vzorce smo nato razredčili z destilirano vodo do 100 ml. Na objektno stekelce smo kanili 0,2 ml homogenega vzorca, ga posušili in dodali euparal. V tako pripravljenih trajnih preparatih smo kremenaste alge določevali in šteli pod svetlobnim mikroskopom. Število alg smo preračunali na 100 ml vzorca. Za determinacijo in slikanje vrst smo uporabili vrstični elektronski mikroskop z Instituta za biologijo v Ljubljani. Nekaj primerov teh alg je prikazanih na slikah 4, 5 in 6, fotografirala jih je Olga Urbanc-Berčič. Slika 7 prikazuje diatomeje v zbrusku iz trdnega laporja.

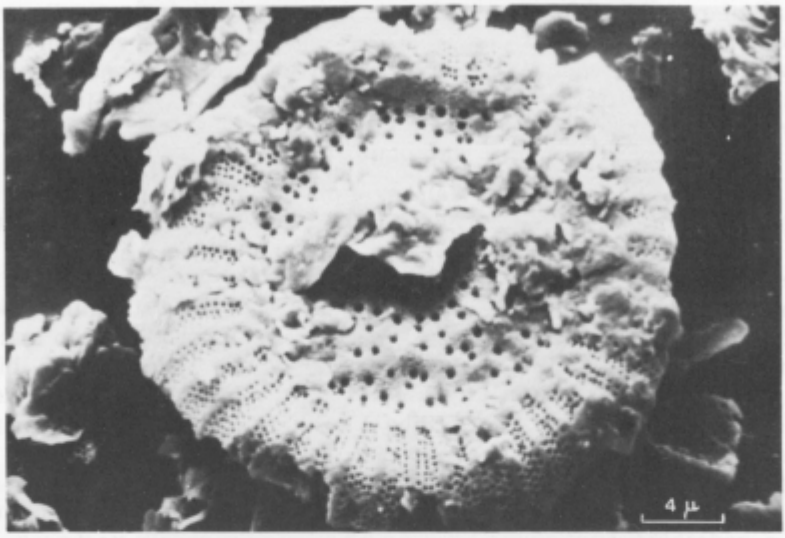
Kremenaste alge smo določevali po naslednji literaturi: Lowe (1974), Haworth (1976) in Marciniak (1969). Ekološke značilnosti pa smo primerjali s podatki, ki jih navajajo Crabtree (1969), Davidova (1969), Przybylowska-Lange (1978) in Rehakova (1983).

Opazovanja

V spodnjih plasteh vrtine S-13m 80 (sl. 8 a) od 453,0 do 413,5 m prevladujejo *Fragilaria* sp., *Epithemia* sp. in *Cymbella* sp. To so alkalofilne in perifitonske alge, značilne za močvirja ali nizka jezera, kjer jim svetloba omogoča rast po dnu. *Epithemia* sp. in *Cymbella* sp. so številčno močno zastopane samo v najnižji plasti (453,0 m), v višjih plasteh pa v neznatnih količinah ali jih ni. Planktonske diatomeje, ki so značilne za globlja jezera, se začno pojavljati množično v plasti, kjer se zniža množina perifitonskih vrst (394,0 m). Od tu navzgor so številčnejše samo planktonske vrste. Najprej se pojavi *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz, ki je neodvisna od pH in je značilna za oligotrofna jezera zmernega pasu. Prisotna je v celotnem profilu, največ pa je je med 394,0 in 288,0 m. Skupaj z njo nastopa diatomeja *Melosira granulata* Ralfs, ki je tudi neodvisna od pH in je značilna za eutrofna jezera. Veliko je je pri 385,0, 369,0 in 361,7 m, v neznatnih količinah pa do 288,0 m. Od 277,6 m navzgor je *Cyclotella comta* redkejša, vrste *Melosira granulata* ni več, pač pa se razvije *Cyclotella kützingiana* Twait. Ta se potem pojavlja do 227,0 m, še višje pa jo zamenja *Cyclotella ocellata* Pant. Zadnji dve sta značilni planktonski vrsti eutrofnih jezer neodvisni od pH.

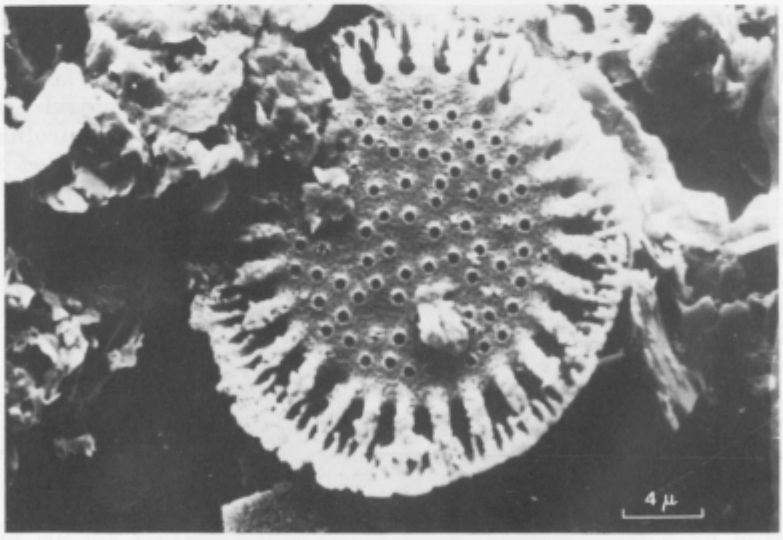
V vrtini PO-7p 80 (sl. 8 b) dobimo podobno zaporedje. V najnižjih plasteh (465,8 m) je največ ostankov rodov *Fragilaria* sp. in *Epithemia* sp. Na 446,0 m jim sledi *Melosira granulata*. Višji vzorci do globine 296,8 m vsebujejo vrsto *Cyclotella comta*, ki je najpogostejša pri 338,0 m. Pri 296,8 m jo zamenja *Cyclotella kützingiana*.

V vrtini PF-5 81 (sl. 8 c) je spet podobno zaporedje vrst kot pri prejšnjih dveh vrtinah, vendar ne v istih globinah. Pri 228,0 m opazimo masovno nastopanje alg *Fragilaria* sp., *Epithemia* sp. in *Cymbella* sp. Nekoliko višje pri 225,0 m prevlada *Melosira granulata*, še višje pa vrste iz rodu *Cyclotella*.



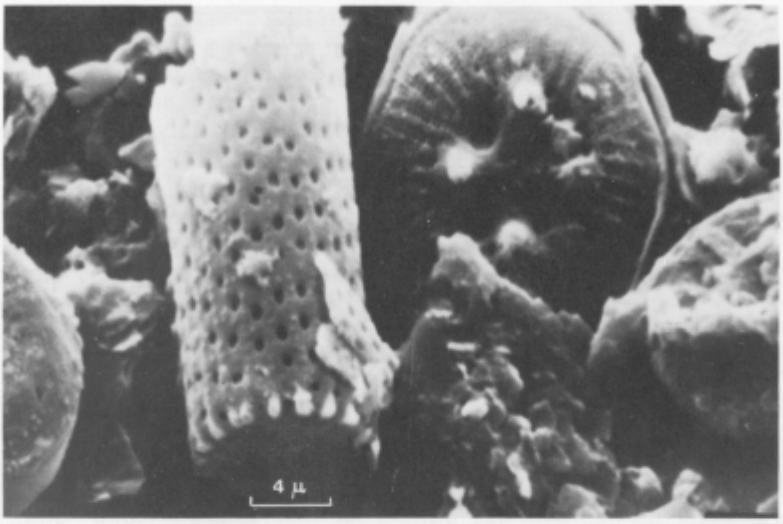
Sl. 4. Planktonska diatomeja *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz.

Fig. 4. Planctonic diatom *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz.

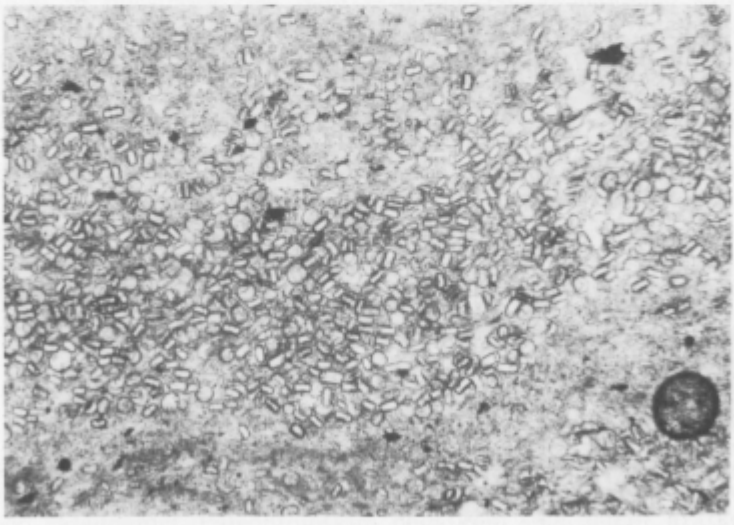


Sl. 5. Planktonska diatomeja *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz.

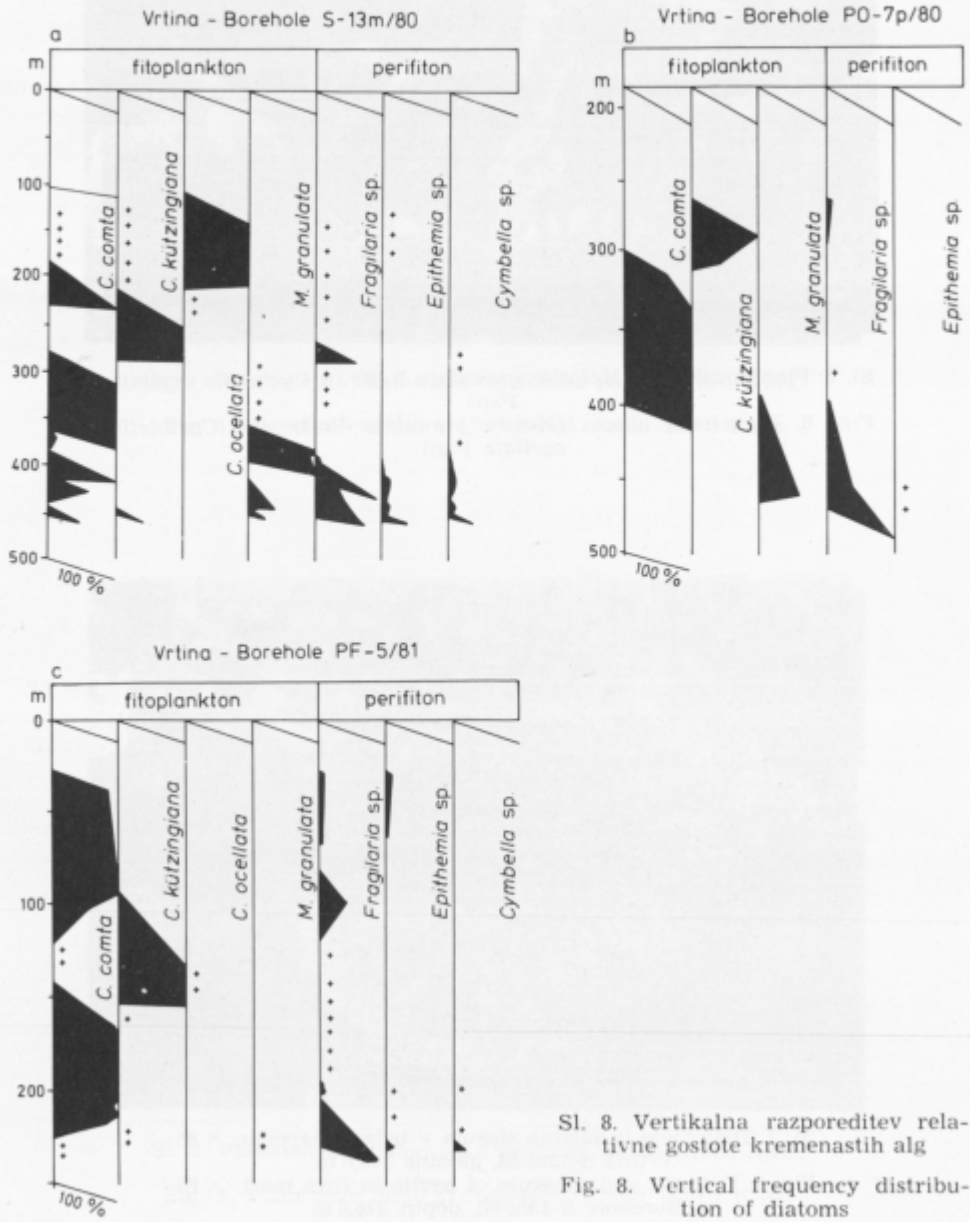
Fig. 5. Planctonic diatom *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz.



Sl. 6. Planktonski algi *Melosira granulata* Ralfs in *Cyclotella ocellata* Pant
Fig. 6. Planctonic algae *Melosira granulata* Ralfs and *Cyclotella ocellata* Pant



Sl. 7. Diatomeje in piritna sferula v trdnem laporju, × 65
Vrtina S-13m/80, globina 346,6 m
Fig. 7. Diatoms and spherule of pyrite in firm marl, × 65
Borehole S-13m/80, depth 346.6 m



Sl. 8. Vertikalna razporeditev relativne gostote kremenastih alg

Fig. 8. Vertical frequency distribution of diatoms

Zaključek

V vseh treh vrtinah je enako zaporedje pojavljanja alg. V spodnjih plasteh so vselej alkalofilne perifitonske vrste značilne za začetno fazo jezerskega razvoja ali za močvirja in nizka jezera. To so *Fragilaria* sp., *Epithemia* sp. in *Cymbella* sp. Sledijo značilne planktonske alge globljih oligotrofnih *(Cyclotella comta)* in eutrofnih jezer *(Melosira granulata)*. Proti vrhu se jim pridružita *Cyclotella kützingiana* in *Cyclotella ocellata*, ki sta predstavnici eutrofnih jezer. Spodnja plast s perifitonskimi algami je pri vrtini S-13m 80 med 453,0 in 413,0 m, pri vrtini PO-7p 80 med 465,0 in 446,0 m, pri vrtini PF-5 81 pa med 228,0 in 225,0 m.

Ostali fosilni ostanki

Aleksander Brezigar

Iz krovnine premoga smo preiskali tudi ostrakode. Vzorce je preiskala Živadina Škerlj, dipl. ing. geol. Ostrakodi so slabo ohranjeni in jih ni bilo mogoče natančneje določiti. Ugotovljen je bil le rod *Candona*. Večina lupin je od juvenilnih oblik. Rakci so se plazili po vodnih rastlinah ali so kopali po melju. Živeli so na peščenem ali meljastem jezerskem dnu v relativno hladni in plitvi obalni vodi.

V glinovcih in meljevcih z masivno teksturo se pojavljajo ostanki listov, ki so poogleneli ali ohranjeni kot odtisi. Z izjemo R o l l e j e v e g a prispevka (1860) paleontološko še niso obdelani. Skupaj z listi najdemo ostanke semen, redkeje vejic, iglic in podobno. Zanimivo je, da so iglice redke, čeprav so v okolici tedaj prevladovali iglavci.

V talnini in pleistocenskem delu krovnine (sl. 9) najdemo subvertikalne ostanke tankih rastlinskih stebelc. V talnini so navadno obdani s sideritno oblogo. Globlje v talnini in visoko v pleistocenski krovnini pa nastopajo le debele poogljene veje.

V paleontoloških izpirkih so ribje koščice, luske, zobje in vretenca. Najdemo jih v celotnem jezerskem razvoju krovnine. V odsekih z mehkužci redno nastopajo še alge *Chara* sp. Posamezne morda presedimentirane primerke najdemo tudi drugod. Prevleke alg so ponekod vidne že makroskopsko.

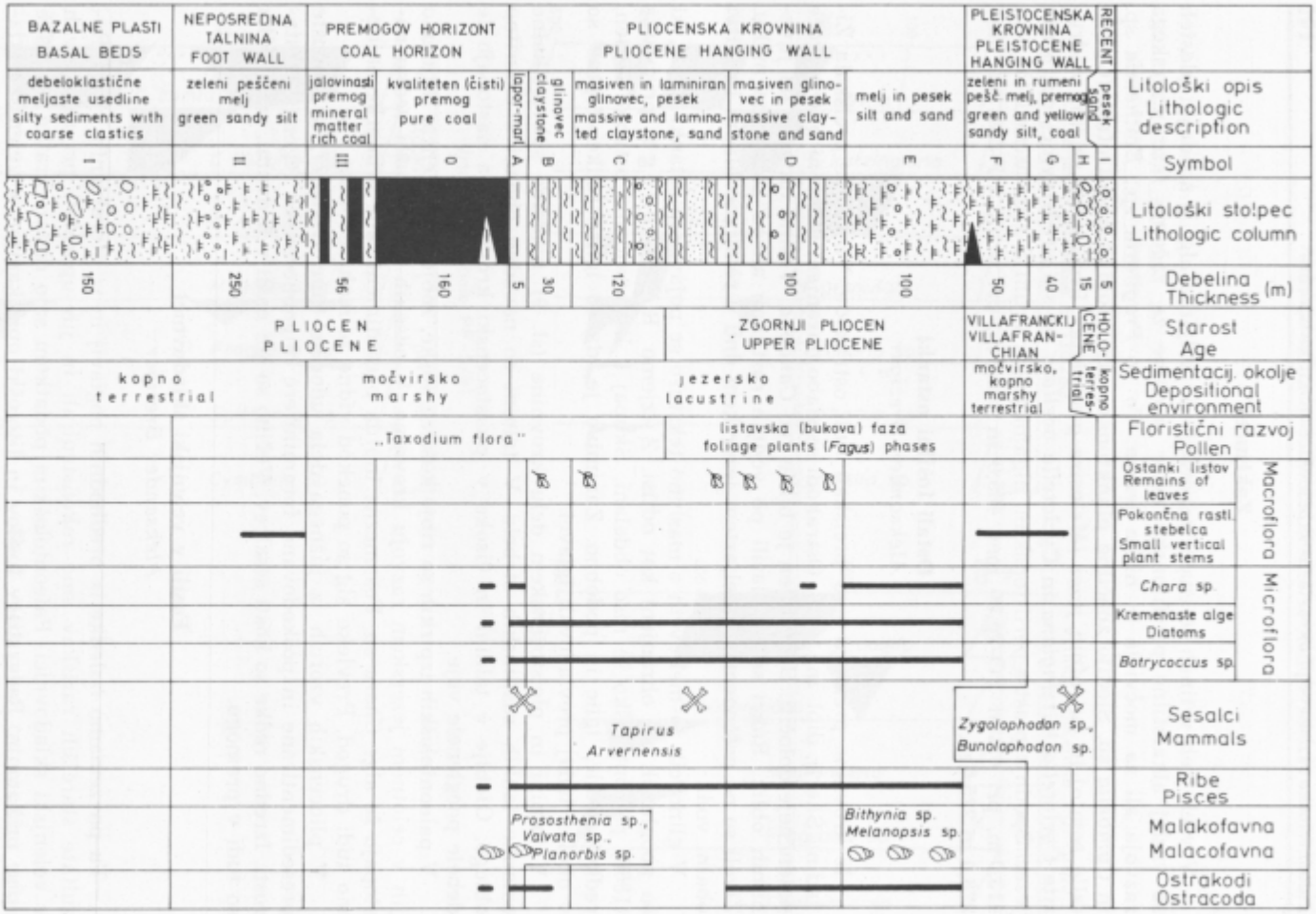
V pliocenskih vzorcih iz južnega dela udorine (npr. S-21u 77) so pogoste presedimentirane in poškodovane foraminifere oligomiocenske (egerijske) starosti. Izredno redke so kosti sesalcev. Večino so jih našli v krovnini, zelo redko so tudi v premogu.

Fosili v velenjski skladovnici

Aleksander Brezigar

Tu povzemamo izsledke iz predhodnih poglavij in iz literaturnih virov. Rezultate starejših raziskav smo rekonstruirali in jih uporabili pri raziskavah v velenjski skladovnici. Paleontološkim podatkom smo dodali kratke litološke opise prikamnin. Razvrstitev fosilov in litološki opis kamnin v velenjski skladovnici prikazuje slika 9.

V velenjski skladovnici so posamezni členi označeni z rimskimi številkami in velikimi črkami. Prehodi so postopni. Oster prehod je le med premogom



Sl. 9. Geološki stolpec s fosili

Fig. 9. Geologic column with fossil remains

in krovnino. Med podlago in premogonosno skladovnico je tektonsko erozijska diskordanca.

Nad predpliocensko podlago leže bazalne plasti oz. bazalni odsek, ki ga označujemo z rimsko številko I. V njem so zelenkasti peščeni melj, meljasti peščeni prod in meljasti pesek, v najnižjem delu pa dobimo skalnate samice in odlomke iz okoliških predpliocenskih kamnin. Debelino odseka cenimo okoli 150 m. Od makroskopskih fosilnih ostankov najdemo v tem odseku le posamezne pooglenele veje, kamnine so pelodno sterilne. Plasti bazalnega odseka so nastale na kopnem.

V neposredni talnini z oznako II se povprečna zrnatost usedlin zmanjša. Še vedno nastopajo zeleni peščeni melji in zelene peščene gline, poleg njih pa še sive gline in posamezne pole premogove gline. V melju in glini so peščena zrna razvrščena brez reda. Te plasti so na sredini udorine debele okrog 250 m. Tudi v neposredni talnini je malo fosilov. Pogosti so le poogleneli odlomki vej. V meljih in glinah so ponekod okrog 1 mm debela subvertikalna rastlinska stebelca. Preizkušanci tega odseka iz vrtine P-7r 75 so bili pelodno sterilni. Na južnem obrobju so bile najdene v teh plasteh presedimentirane foraminifere in drugi fosilni ostanki. Le-ti so tudi v krovninskih plasteh, ker pa predstavljajo alohtone fosile, jih ne bomo več omenjali. Plasti neposredne talnine tvorijo prehod iz kopnega v močvirje.

Premogov horizont delimo na spodnji jalovinasti del (III), debel do 50 m in zgornji kvaliteten oz. čisti odsek (0), debel do 160 m. V jalovinskem delu se izmenjujejo premog, premogova glina in siva glina z vložki zelenega peščenega melja. V kvalitetnem odseku je premog brez jalovinastih vložkov. Poredka izjema je trden lapor sive ali rumeno oranžne barve. V premogu smo našli nedoločljive kosti sesalcev, v tankih lapornih vložkih pa velike polže iz družine Planorbidae ter lupine školjk. V zgornjem delu premogove plasti so ostanki *Planorbis* sp. in *Valvata interposita*. Pri vrhu premoga v robnih severnih delih kadunje se pojavljajo laporji z biocenozo, ki je enaka oni v neposredni krovnini. V njih ležijo torej ostanki rib, makrofavne, kremenastih alg in alge *Chara* sp. Palinološke analize kažejo, da je premog nastal v subtropskem močvirju »Taxodium flore«, jalovinasti laporni vložki pa v plitvih sladkovodnih mlakah.

Nad premogom leži do 5 m debela plast rumenooranžnega dokaj trdnega laporja z makrofavno (A), ki se ponekod pojavlja tudi kot laporasti glinovec. Med polži so značilne vrste *Valvata (Cincinna) interposita, Prososthenia ovata* in *Planorbis hians*. Spremljajo jih še druge vrste polžev ter školjke iz družine Unionidae, dalje ostrakodi, *Chara stiriaca* in *Chara esheri* ter ribji zobje in koščice. Množično nastopajo perifitonske vrste kremenastih alg *Fragilaria* sp., *Epithemia* sp. in *Cymbella* sp. Ugotovljena je bila tudi zelena alga *Botryococcus* sp. Ker živijo polži in školjke današnjih jezer pretežno v litoralu, to je do globine okrog 10 m (K u k a l, 1971), smemo sklepati, da je nastala plast A v plitvem sladkovodnem jezeru. Tudi perifitonske kremenaste alge kažejo na enako okolje.

Navzgor sledi debela skladovnica iz sivega glinovca z masivno tekturo (B in D), z ostanki listov ter školjkastim ali nepravilnim lomom. V sredini te skladovnice je debel odsek glinovca z laminirano plastovitostjo (C). Posebno v zgornji polovici te debele skladovnice so številni vložki peska in peščenega proda.

Del B je debel okrog 30 m, odsek z laminiranimi vložki C okrog 120 m, zgornji masivni del D pa okrog 100 m.

Za odseka z masivno teksturo B in D so značilni ostanki listov in semen. V laminiranih delih odseka C listov ni. V odsekih B, C in D so še kremenaste alge in ribje koščice. Alga *Botryococcus* sp. je najbrž najpogostejša v odseku D (vrtini PT-9 63, S-13m 80), ostrakodi pa nastopajo v B in D. *Tapirus arvernensis* je bil najden v zgornji polovici odseka C, številne kosti sesalcev pa v neposredni krovnini premoga, torej v B. Izjemoma se ponekod na severnem obrobju pojavljajo posamezne školjke iz družine Unionidae (sl. 10).

Med polovico in drugo tretjino odseka C je floristična meja. Termofilna »Taxodium flora« preide v oscilacijska nihanja listavske (bukove) faze (vrtine PF-5 81, PO-7p 80, S-14t 77, S-13m 80, PT-9 63; sl. 13). Za odsek D so značilne relativno visoke vrednosti *Pinus* in *Picea* (bor in smreka).

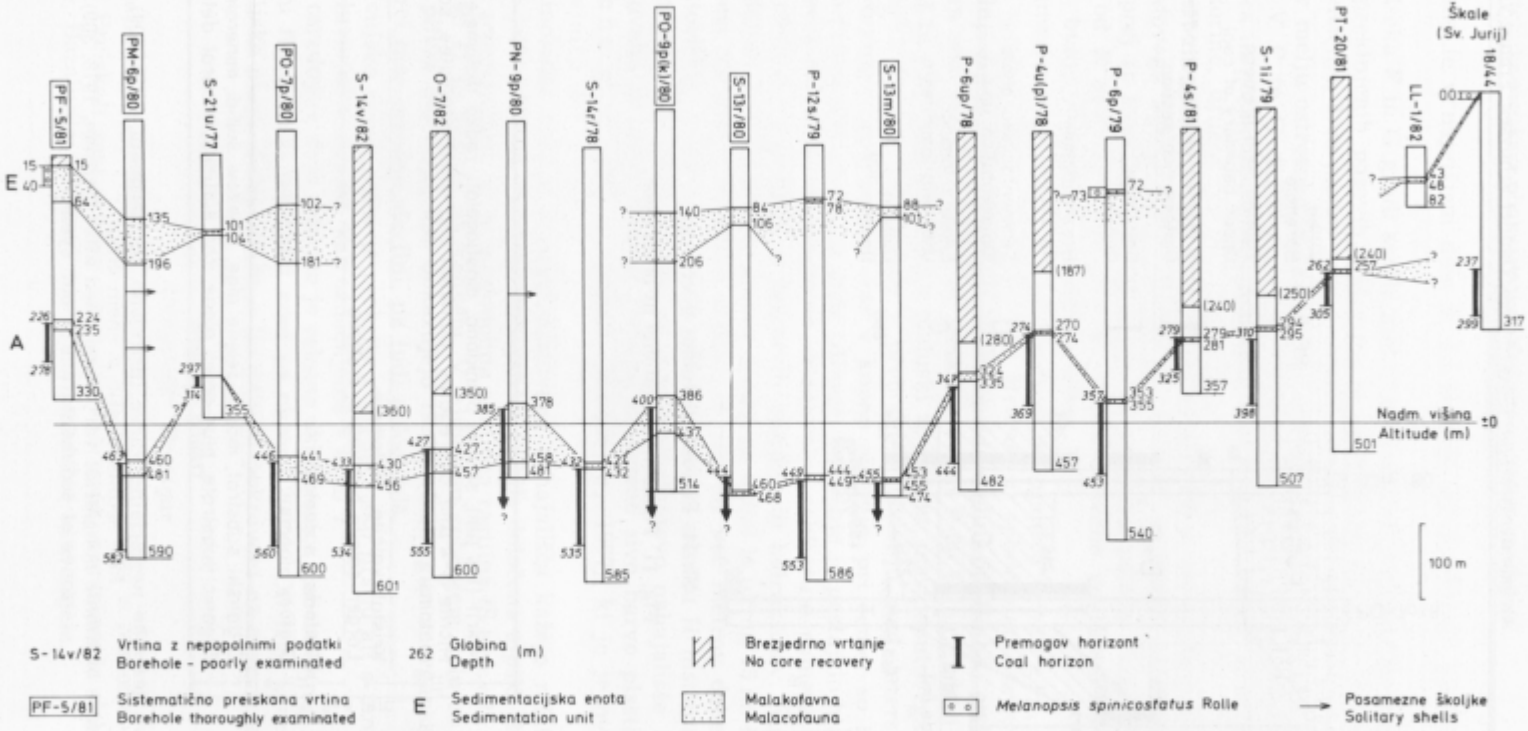
V odsekih B, C in D masovno nastopajo euplanktonske vrste kremenastih alg (sl. 11). Njihove vrednosti še posebno narastejo v odseku C, to je v odseku z laminiti. Tu sta *Cyclotella comta* in *Melosira granulata* v vrtini S-13m 80 številčno v stotinah $\times 10^5$ osebkov (v 1 cm^3 usedline), v PF-5 81 pa *Cyclotella* sp. kar v tisočih $\times 10^5$ osebkov. Veliko manj je diatomej v tretji vrtini (PO-7p 80), ki leži v bližini izvora debeloklastičnih usedlin. Skoraj vsi pozitivni vzorci v tej vrtini pripadajo odseku C. Množina diatomej v odseku C je razumljiva. Diatomeje se v jezerih eksplozivno razmnožijo (zacvetijo), če nastopijo najboljši življenjski pogoji. Navadno je to pozno pomladi. Po odmrtju se vsedajo v tankih, manj kot milimeter do nekaj milimetrov debelih pasovih, tako imenovanih neglacialnih laminah (varvah). Zimsko-poletna lamina je po L e r m a n u (1978, 309) sestavljena iz več pasov (sl. 12). Makroskopsko lahko ločimo spodnji temen do črn pas bogat z organskimi snovmi, na njem leži pas z diatomejami, zgoraj pa imamo svetel do bel pas bogat s kalcitom.

Odseki B, C in D so torej nastali v profundalu ali v globokem jezeru. V zgornjem delu jezera je bila voda alkalna, kar dokazujejo diatomeje in alga *Botryococcus* sp.

V zgornjem odseku z makrofavno (E) leži sivo zelen in siv laporast melj z vložki peska, redko peščenega proda. Na sredini udorine doseže debelino okrog 100 m. V spodnjem delu odseka E najdemo pokrovčke polža *Bithynia ungeri* s. lat. V zgornjem delu in v bolj obrobnih legah pa nastopa združba *Melanopsis spinicostatus, Bithynia ungeri, Prososthenia* sp. in *Planorbis* n. sp. Najdemo še *Chara esheri, Chara stiriaca*, ostrakode, maloštevilne diatomeje, ribje ostanke in algo *Botryococcus* sp. V drobnozrnatih peskih so ponekod poogleneli ostanki vej, v spodnjem delu E pa izjemoma neizraziti in zelo slabo ohranjeni ostanki listov. Debelina odseka E in globine usedlin z mehkužci se od vrtine do vrtine zelo spreminjajo (sl. 10).

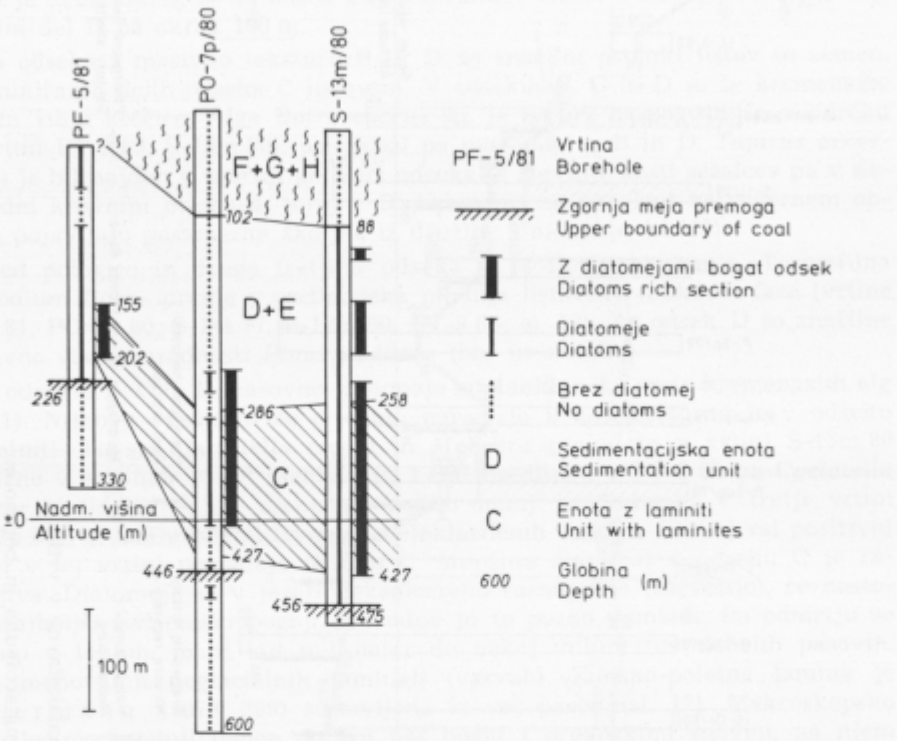
Po palinoloških analizah sklepamo, da iz odseka D ostajajo relativno visoki odstotni deleži *Picea* in *Pinus*. V nekaterih vrtinah so bile ugotovljene najvišje vrednosti teh prav pri vrhu E (PO-7p 80, PF-5 81, P-7r 75). Ob koncu odseka D in v E doseže višek bukev—*Fagus* (PT-9 63, PO-7p 80, P-4t 78, S-21u 77), le v vrtini P-7r 75 je nastopil njen višek nekoliko prej.

Odsek E je nastal v plitvem jezeru, pokrovčki polžev pa so bili prinešeni verjetno tudi v nekoliko globlje jezero. Polž *Melanopsis spinicostatus*, ki ga



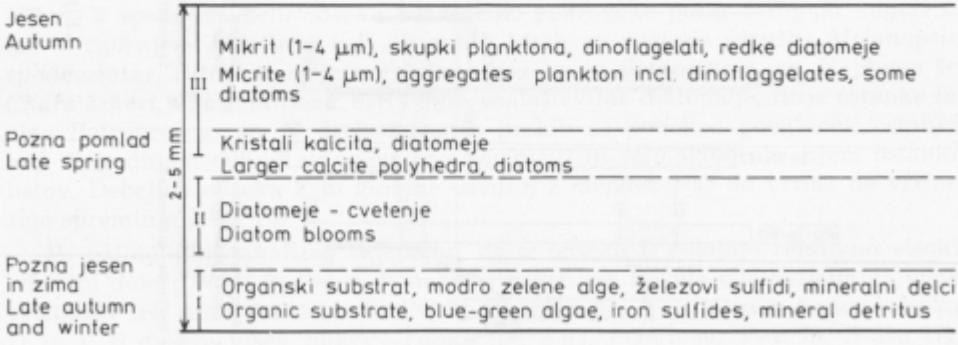
Sl. 10. Položaj malakofavne v vrtinah

Fig. 10. Position of malacofauna in boreholes



Sl. 11. Položaj diatomej v vrtinah

Fig. 11. Position of diatoms in boreholes



Sl. 12. Sestava jezerske neglacialne varve (prirejeno po Lermanu, 1978, 309). I—III faze sedimentacije v enem ciklu

Fig. 12. Structure of limnic nonglacial varve (modified after Lerman, 1978, 309). I—III zones of sedimentation in one cycle

najdemo le v najvišjem delu E, pa že kaže na tekočo ali priobalno nemirno vodo.

Odseka F in G gradi svetlo zeleni peščeni melj s peščenimi vložki. Ponekod in v prekinjenih pasovih nastopata še premogova glina in premog. Za odsek F je značilen živo moder železov fosfat vivianit. V odsekih F in G so peščena zrna v melju ostroroba in razvrščena neenakomerno. Skupaj sta debela največ 90 m. V F in G najdemo nekaj milimetrov debela subvertikalna rastlinska stebelca in posamezne pooglenele dele vej. Pelod smo našli le na jugu in vzhodu udorine, drugod so bili preizkušanci sterilni. Primerjamo lahko podatke S-21u 77 do globine 96 m, S-22t 77 do globine 32 m ter spodnji del odseka mastodontovega nahajališča, kjer so po Šercelju (1968) prevladovali iglavci. Še naprej se nadaljuje relativno visoka udeležba peloda *Pinus* in *Picea*. F in G se od E razlikujeta po tem, da imata bistveno povišane vsebnosti *Alnus* (jelša), bukev *(Fagus)* pa praktično izgine.

Primerjava podatkov mastodontovega nahajališča (Šercelj, 1968) in novejših spoznanj kaže, da lahko polž *Melanopsis spinicostatus* izjemoma seže še v spodnji del F + G. Osamljeni melanopsidi v glini pri škalski cerkvi (Rolle, 1860) in sivo zelenem melju ter pesku v vrtini P-6p 79 na globini 73 m tvorijo sloj, ki je ekvivalenten sloju z moluski iz talnine mastodontovega nahajališča.

Odseka F in G sta nastala v prehodnem obdobju med jezersko in kopno fazo. Navadno ju uvrščamo kar v kopno obdobje, pri čemer so bila ponekod razvita plitva vejnata barja jelše (*Alnus*). Podnebje je postajalo hladnejše.

Razvoj velenjske premogovne skladovnice zaključuje rumeni peščeni melj (H) z rdečimi prevlekami iz železovih oksidov in hidroksidov. Na sredini Šaleške doline je erodiran, na severu doline pa debel le okrog 15 m. Na skrajnem severnem obrobju postopoma prehaja v 100 ali več metrov debeli zasip. Pri paleontoloških raziskavah v letih 1980 do 1982 v odseku H nismo našli fosilov. V spodnjem delu tega odseka pa leži mastodontovo nahajališče iz leta 1964. Raziskovalci navajajo namreč rumeno in zeleno sivo barvo plasti nahajališča (Drobne et al., 1964 — rokopis; Drobne, 1967), ki jo je možno uvrstiti le v najnižji del odseka H.

Palinološke analize iz mastodontovega nahajališča kažejo relativno bogato razvito jelšo (*Alnus*). Pri vrhu nahajališča je bila določena alpska drežica (*Selaginella selaginoides*), ki je mrzlodobna arktična rastlina (Šercelj, 1986, 392).

Plasti H so nastale na kopnem. V njihovem spodnjem delu so bila razvita redka plitva močvirja, kar dokazujejo tanki vložki glin z organskimi snovmi, če vzorci niso pelodno sterilni, pa tudi pelod jelš.

Velenjska skladovnica je prekrita s preperinsko prstjo ali s tankimi recentnimi aluvialnimi nanosi, kar označujemo s črko I.

Na osrednjem delu udorine je celotna skladovnica debela okrog 1000 m, s severnimi fluvialnimi podaljški vred pa okrog 1200 m. Od tega zavzemajo villafranckijske plasti okrog 100 m, s fluvialnim pokrovom na severu pa 300 m.

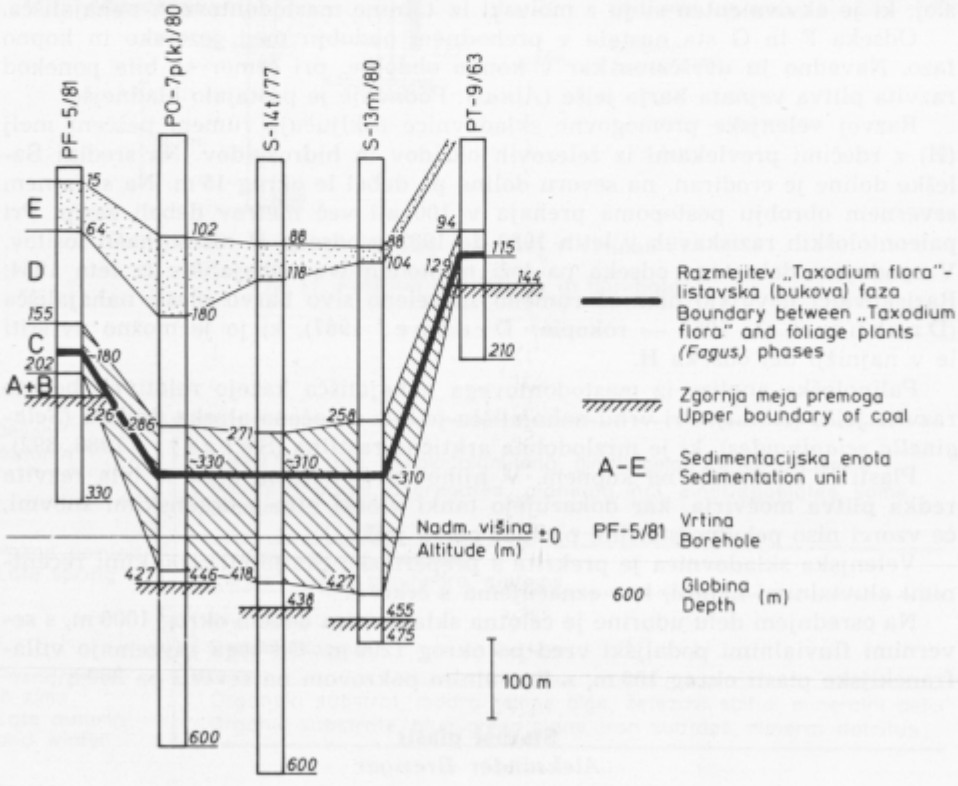
Starost plasti

Aleksander Brezigar

V letih 1980 do 1982 smo določevali starost plasti s pomočjo palinoloških analiz. Preiskali smo celoten premogov horizont, krovnino in del neposredne talnine. Bazalnega odseka v tem času raziskave niso zajele.

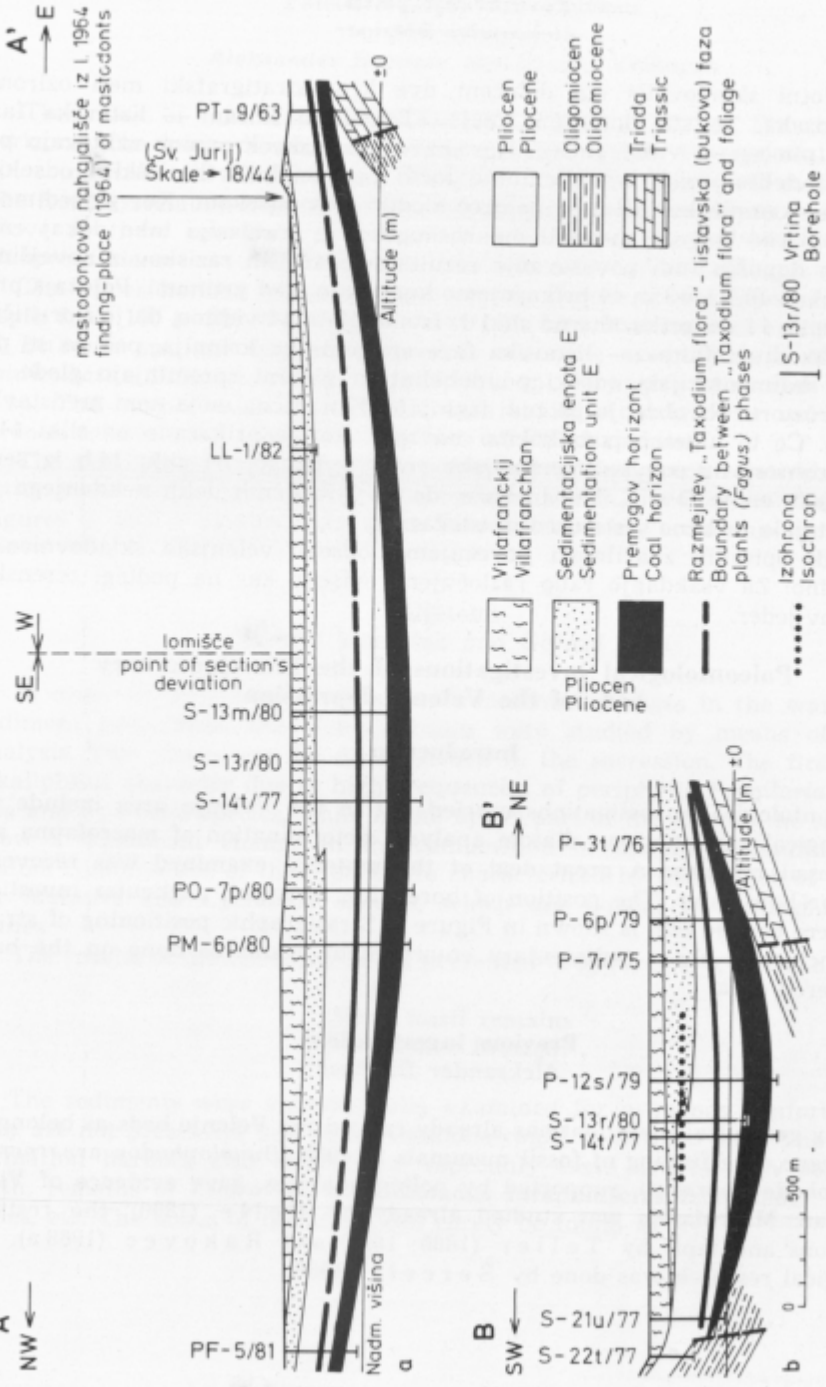
Velenjska skladovnica predstavlja kontinentalen sedimentacijski razvoj s postopnim prehodom iz pliocena v villafranckij. V pliocen uvrščamo premogov horizont in manjši del krovnine do floristične meje »Taxodium flora« — listavska (bukova) flora. Pod pliocenom mislimo zgornji pliocen in morda del srednjega pliocena. Večino krovnine, to je del odseka C od floristične meje navzgor ter odseka D in E uvrščamo v zgornji pliocen, odseka F in G v prehod pliocen — villafranckij, odsek H pa je villafranckijske starosti. Fluvialni nanosi na severnem obrobju, po T e l l e r j u (1898, 124) imenovani »starejše fluvialne usedline porečja Savinje«, predstavljajo nadaljevanje odseka H in so villafranckijske starosti.

Ostro postavljena stratigrafska meja bi bila v velenjski skladovnici umetna. Zato celotno skladovnico označujemo kot pliopleistocensko oziroma pliokvartarno. Na sliki 9 smo odseka F + G uvrstili v villafranckij. Uvrstitev sloni predvsem na litološko-facielnih značilnostih, saj pri dnu F + G favnistično floristične značilnosti še nimajo jasnega stratigrafskega značaja. Med G in H v višini mastodontovega nahajališča postane starost villafranckijska, kar je potrjeno tudi z najdbami mastodontov.



Sl. 13. Razmejitev med »Taxodium floro« in listavsko (bukovo) fazo

Fig. 13. Boundary between "Taxodium flora" and foliage plants *(Fagus)* phases



Sl. 14. Geološka prereza

Fig. 14. Geologic sections

Povezovanje plasti
Aleksander Brezigar

V celotni skladovnici sta določeni dve kronostratigrafski meji oziroma mejna odseka. To sta floristična meja »Taxodium flora« — listavska faza ter meja pliocen — villafranckij. Raziskave velenjske krovnine zahtevajo podrobnejšo delitev, zato smo kamnine ločili po facielnih (litoloških) odsekih. Povprečne kamninske lastnosti namreč sledijo tem odsekom. Ker je sedimentacijske odseke mogoče spoznati makroskopsko, je korelacija tako dokaj enostavna in dopušča tudi povezovanje rezultatov starejših raziskav z novejšimi.

Na slikah 10, 11, 13 in 14 prikazujemo korelacijo med vrtinami. Položaja prerezov s slike 14 sta prikazana na sliki 1. Iz slik 13 in 14 vidimo, da je floristična meja »Taxodium flora« — listavska faza enakomerna krivulja, pač pa se posamezni sedimentacijski odseki po debelini in globini spreminjajo glede na lego v prostoru. Na obrobju pa tudi izginjajo. Floristična meja nam predstavlja izohrono. Če to umetno pomaknemo navzgor, kot je prikazano na sliki 14 b, preide izohrona iz ene sedimentacijske enote v drugo, na sliki 14 b iz sedimentacijske enote D v E. Vse to kaže, da so v različnih delih nekdanjega jezera nastajale različne vrste usedlin istočasno.

Zaradi opisanih značilnosti povezujemo odseke velenjske skladovnice le litofacielno. Za vsakdanjo rabo razločujemo odseke kar na podlagi terenskih pregledov jeder.

Paleontological investigations of the Plio-Quaternary beds of the Velenje depression

Introduction

Paleontological investigations carried out in the Velenje area include the palynological examinations, diatom analysis, determination of macrofauna and other fossil remains. A great deal of the material examined was recovered from borehole cores. The position of boreholes, in which particular investigations were carried out, is shown in Figure 1. Stratigraphic positioning of strata, and conclusions about sedimentary environment, could be done on the basis of gathered data.

Previous investigations
Aleksander Brezigar

Early geological investigations already ranged the Velenje beds as belonging to Pliocene. The finding of fossil mammals in 1968 (*Bunolophodon arvernensis, Zygolophodon borsoni)*, supported by pollen analyses, gave evidence of Villafranchian. Macrofauna was studied already by Rolle (1860), the rests of mastodons and tapir by Teller (1889; 1891) and Rakovec (1968 a). Palynological research was done by Šercelj (1968).

Paleontological investigations

Macrofauna

Aleksander Brezigar and *France Velkovrh*

The study of macrofauna revealed the existence of two Pliocene faunal horizons. The lower horizon (A) starts just above the Velenje coal stratum, but somewhere on the periphery already in coal and is several metres thick. The fossil association in coal includes *Valvata* sp. and *Planorbis* sp. Immediately above it, there are *Valvata (Cincinna) interposita, Prososthenia ovata* and *Planorbis hians.*

The upper horizon (E) is situated (in the middle of the Šalek valley), its depth from 100 to 200 m under the earth's surface. It is marked by operculums of *Bithynia* sp., and continues upwards with the association of *Melanopsis spinicostatus, Bithynia ungeri, Prososthenia* sp., *Planorbis hians* and *Planorbis* n. sp. The horizon comes to an end with snails of *Melanopsis spinicostatus.* It does, locally extend also into the base of Villafranchian.

The association of the gastropods points out to a stagnant, relatively shallow water environment, except for melanopsides, which lived in running waters. Figures 2 and 3 present two most frequent species, occurring immediately above the coal stratum.

Diatoms

Danijel Vrhovšek and *Gorazd Kosi*

In order to determine the past environmental changes in the water body, sediment cores from the Velenje basin were studied by means of diatom analysis. Two phases can be distinguished in the succession. The first has an alkaliphilus character due to high frequencies of periphytic *Fragilaria, Epithemia* and *Cymbella* species, while in the upper part of the second, the sediments show a significant change in the composition of diatom communities. The diatom communities of these parts are characterized by dominance of planktonic *Melosira* and *Cyclotella* species, which are typical for eutrophic water bodies.

The results of diatom analysis are presented in Figures 4, 5, 6, 7 and 8.

Other fossil remains

Aleksander Brezigar

The sediments were systematically examined for ostracods. Unfortunately, they are not preserved, and genus Candona could be defined only. The Velenje formation harbors also macroflora, especially fossil leaves, fish bones and teeth, remains of *Chara* sp., allochthonous foraminiferas from older geologic times, etc. The bones of mammals can rarely be found as well.

Discussion of fossil remains

Aleksander Brezigar

The Velenje succession can be conveniently divided into several sedimentary units, which have been marked by roman number and capital letters, as shown in Figure 9. The distribution of fossil remains is given here, together with lithological characteristics of the strata.

The basal beds (marked I), overlying the basis, consist of sandy clay and silt, and silty gravel with boulders. Coalified wood remnants can be found here and there. Immediately below the coal (II) there are green sandy silts and sandy clays, containing rests of coalified branches and locally subvertical plant stems, incrusted probably with siderit. The coal stratum is divided into a lower portion, which is rich in clayey mineral matter (III), and an upper one of relatively clean coal (0). From the palynological evidence can be concluded that the coal originated in a subtropical swamp from a "Taxodium type" flora. Rare marly intercalations within the coal contain shells of molluscs, fish bones, microfauna and microflora.

Overlying the coal stratum, there is a thin layer of orange marl or marly claystone (A), containing microfauna, periphytonic diatoms, fish bones and other fossil remains. Follows a thick succession of massive claystone (B and D), in the middle of which there are laminated layers (C). Schematic representation of a typical limnic nonglacial varve is given on the fig. 12. Intercalations of sand and gravel appear in its upper part.

Characteristic feature of sections B and D are fossil leaves. Moreover, all three sections contain euplanctonic forms of diatoms and fish bones. Remains of tapirs *(Tapirus arvernensis)* were found in sections B and C. The palynologic evidence and the sedimentary development point to a floristic boundary somewhere between the middle and the second third in section C. Above this boundary the thermophilic "Taxodium flora" passes over, by oscilatory change, into the *Fagus* phase.

The section, which follows upwards (E), consists of greenish gray and gray marly silt with intercalations of sand. It contains remains of snails prevailingly, microflora, microfauna, fish bones.

Section F and G are built up of light green siltstones and clays with intercalations of sand. Black bituminous clay and argillaceous coal occur in places. Fossil remains are scarce, the palynological content here and there hardly of interest.

The sedimentary sequence terminates by yellow reddish — mottled sandy silt (H). Remains of mastodons *(Bunolophodon arvernensis* and *Zygolophodon borsoni)* were found in the lower part of this section in 1964. Near the top of mastodons' finding place, rests of *Selaginella* sp., an arctic plant, were found.

The Velenje succession is topped by weathered soil, talus and recent alluvium (I).

From lithological and paleontological evidence can be concluded, that the basal section I is of terrestrial origin. The section II is a transitional swamp--stage deposition, which culminated in the formation of coal stratum (III and 0). The overlying beds A originated in a shallow freshwater lake, whereas the sections B, C, D accumulated in a deeper lake, which become shallower again as reflected in section E.

Sections F and G originated in a terrestrial and swampy environment, with the section H of purely terrestrial origin.

Stratigraphy

Aleksander Brezigar

The Velenje succession was laid down in a continental basin, the formation of which was conditioned by tectonic displacement at the time of transition from Pliocene to Villafranchian. The strata sequence, including coal and part of superimposed beds till the floristic *Taxodium-Fagus* boundary, belongs to Pliocene. The overlaying beds, represented by part of section C and sections D and E, belongs to Upper Pliocene. Sections F and G are transitional to Villafranchian, with section H of Villafranchian age.

Since the transition is gradual the succession's age could be conveniently designated as Plio-Pleistocene or Plio-Quaternary.

Correlation

Aleksander Brezigar

In the entire succession there are two chronostratigraphic boundaries: the floristic *Taxodium-Fagus* boundary and that separating Pliocene from Villafranchian. The division is meaningless from the point of view of technical investigations of strata in the coal field. For this purpose facial and lithological characterisation, and respective division of strata is relevant. The research hitherto carried out proved facial and lithological dependences of physical properties of strata.

The correlation of strata is shown in Figures 10, 11, 13 and 14. Positions of sections in Figure 13 are presented in Figure 1. In Figure 14 can be seen isochrons, passing from one sedimentary unit to another.

Literatura

Bradbury, J. P. 1975. Diatom stratigraphy and human settlement in Minnesota. Geol. Soc. Am. spec. Pap., *171*, 74.

Brusina, S. 1897, Građa za neogensku malakološku faunu Dalmacije, Hrvatske i Slavonije. Jug. Akad. znan. um., *18*, 1—21, 1—43, tab. 1—21, Zagreb.

Brusina, S. 1902, Iconographia molluscorum fossilum in tellure terciaria. 1—10. tab. 1—30, Zagreb.

Bukowski, G. 1896, Die Levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodos. Denkschr. Akad. Wiss. math.-nat. Cl. *63*, 64—69, tab. 7—11, Wien.

Crabtree, K. 1969, Post-glacial diatom zonation of limnic deposits in North Wales. Symp. on Paleolimnology., Mitt. Internat. Ver. Limnol., *17*, 165—171.

Davidova, N. N. 1969, Postglacial history of lakes Ladoga and Onega according to Diatom analysis of bottom sediments. Symp. on Paleolimnology, Mitt. Internat. Ver. Limnol., *17*, 371—378.

Drobne, K. 1967, Izkopavanje mastodonta v Škalah pri Velenju. Geologija, *10*, 305—312, Ljubljana.

Esu, D. & Girotti, O. 1974, La Malacofauna Continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia Centrale. I. Paleontologia, Geol. Romana, *11*, 203—293, 136 figs, Roma.

Fuchs, Th. 1877, Studien über die Jüngeren Tertiärbildungen Griechenland Denkschr. Akad. Wiss. math.-nat. Cl. *37*, 1—42, tab. 5, Wien.

Haworth, E. 1976, Two late-glacial (late devensian) diatom assemblage profiles from Northern Scotland, New Phytol., *77*, 227—256.

Hoernes, R. 1903, Bau und Bild der Ebenen Österreichs, *4*, Verlag Tempsky, Verlag Freytag, Wien, Leipzig.

Kukal, Z. 1971, Geology of recent Sediments. Acad. Publish. House Czechoslov. Acad. Sc., Acad. Press, London, New York, Prague.

Lerman, A. 1978, Lakes chemistry, geology, physics. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Lowe, R. L. 1974, Environmental requirements and pollution tolerance of fresh-water diatoms. U. S. Depart. Comm. Nat. Tech. Inform. Serv.

Ložek, V. 1964, Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Raspr. Ustred. Ust. Geol., Praha.

Marciniak, B. 1969, Die ersten Ergebnisse der Diatomeenanalyse der spätglazialen Sedimente des Mikolaykisees (NO-Polen). Symp. on Paleolimnology, Mitt. Internat. Ver. Limnol., *17*, 344—350.

Marković-Marjanović, J. 1977, On the limit Upper Pliocene-Lower Pleistocene in Yugoslavia. Giornale geol., *41* 1, 2, 179—185, Bologna.

Mikuž, V. & Pavšič, J. 1980, Nova najdba fosilnega tapirja pri Velenju. Proteus, *42* 6, 222—224, Ljubljana.

Mioč, P. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Slovenj Gradec. Zvezni geol. zavod, Beograd.

Palmer, C. M. 1969, A composite rating of algae tolerating organic pollution. J. Phycol, *5*, 78—82.

Petrascheck, W. 1926 29, Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, I, II. Kattow. Buchdruck. Verlags, Katowice.

Pleničar, M. 1956, Razvoj pliocena v Sloveniji. Prvi jug. geol. kongr., 55—58, Ljubljana.

Pohar, V. 1965, Najdba mastodonta v pliocenskih plasteh v Škalah pri Velenju. Varstvo narave, 2—3, 211—214, Ljubljana.

Przybylowska-Lange, W. 1978, The late and postglacial diatom succession in the Druzno lake sediments. Pol. Arch. Hydrobiol., *25* 1, 2, 337—340.

Rakovec, I. 1933, Geološko-paleontološki oddelek. Vodnik narod. muz., prirod. del. 119—185, Ljubljana.

Rakovec, I. 1951 a, Naši kraji v pliocenski dobi. Proteus, *14* 1—2, 10—18, Ljubljana.

Rakovec, I. 1951 b, O najdbi mastodonta (*Mastodon arvernensis* Croiz. et Job.) na Štajerskem, Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, 171—202, Ljubljana.

Rakovec, I. 1968 a, O mastodontih Šaleške doline. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *11* 8, 299—350, tab. 1—5, Ljubljana.

Rakovec, I. 1968 b, Über das älteste Pleistozän Yugoslawiens. Anz. Österr. Akad. Wiss. Math. — nat. Kl., *105* 8, 169—176, Wien

Rakovec, I. 1970, O osteološkim razlikama između vrsta *Bunolophodon (Anancus) arvernensis* (Croiz. et Job.) i *Zygolophodon borsoni* (Hays). Spomenica članova Srpske akad. nauka umet., *44*, 241—247, tab. 1—4, Beograd.

Rakovec, I. 1973, Razvoj kvartarne sesalske favne Slovenije. Arheol. vestnik, Slov. akad. znan. umet., 1. razred. *24*, 225—270, tab. 1—3, Ljubljana.

Rehakova, 1983, Diatom succession in the postglacial sediments of the Komorany Lake, North—West Bohemia, Czechoslovakia. Hydrobiologia, *103*, 236—241.

Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini. Arhiv Odseka geol. FNT. Ljubljana (dipl. delo v rokopisu), Ljubljana.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch—Gratz, Cilli und Oberburg in Unter—Steiermark. Jb. Geol. R. A., *8* 3, 403—465, Wien.

Rolle, F. 1860, Die Lignit Ablagerung des Beckens von Schönstein in Unter-Steiermark und ihre Fossilien. Nebst einem Anhange der Pflanzenreste der Lignit-Ablagerung von Schönstein von F. Unger. Sitzungsber. Akad. Wiss. math.-naturw., *41*, 7—55, tab. 1—5, Wien.

Stockner, J. G. 1972, Paleolimnology as a means of assessing eutrophication. Verh. int. Verein. Limnol., *13*, 1018—1030.

Studer, B. 1829, Ueber die Gebirgs-Verhältnisse am südöstlichen Rande der Alpen-Kette. Leonard's Zeitsch. Min., *23* 2, 730—778, Heidelberg.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark. Verlag Geogn.-mont. Ver. Steiermark. Graz.

Šercelj, A. 1968, Pelodna stratigrafija velenjske krovnine plasti z ostanki mastodontov. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *11* 8, 377—397, Ljubljana.

Teller, F. 1889, Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark. Jb. Geol. R. A., 38, 729—772, tab. 14—15, Wien.

Teller, F. 1891, *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job. aus den Hangendtegeln der Lignite des Schallthales in Südsteiermark. Verh. Geol. R. A., *15*, 295—297, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Verlag Geol. R. A., Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg a. d. Sann. Verlag Geol. R. A., Wien.

Vetters, H. 1947, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Geol., B. A., Wien.

Weyland, H., Pflug, H. D. & Pantić, N. 1958, Untersuchungen über die Sporen — und Pollen-Flora einiger jugoslawischer und griechischer Braunkohlen. Palaeontographica, *105*, B., 1—4, 75—99, Stuttgart.

Wenz, W. 1923—30, Gastropoda extramarina terciaria. Foss. Catalogus, I., Animalia, 1—4, Berlin.

GEOLOGIJA 28/29, 121—150 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.763:56.02(497.13)=862

Prilog stratigrafiji gornje krede ostrva Brača — Jadranska karbonatna platforma

Contribution to the study of Upper Cretaceous stratigraphy of Brač

Desanka Pejović
Simina 19, 11000 Beograd

Rajka Radoičić
c/o Geološki institut, Karađorđeva 48, 11000 Beograd

Kratak izvod

Biostratigrafija dijela senona sjevernog Brača data je na osnovu uvida u biotu sedimenata okoline Pučišća, Sutivana, područja Supetar-Spliska, istočno od Povalja i u Voščici. Pored toga, dat je biostratigrafski pregled srednjeg dijela gornjokredne serije JZ Brača, a predloženo je i izdvajanje nekih formacija koje tek treba da budu detaljnije opisane.

Pironaea milovanovici (najmlađa u »evolutivnom nizu« pironea), koja je smatrana indeks fosilom gornjeg mastrihta, u seriji Brača nalazi se u krečnjacima kampanske starosti. Stratigrafsko rasprostranjenje roda *Pironaea* Meneghini je, dakle, kampan i mastriht. Rod *Colveraia* Klinghardt, takođe, je istog stratigrafskog raspona.

Keramosphaerina tergestina pojavljuje se, najverovatnije, u gornjem santonu a iščezava u toku gornjeg kampana.

Abstract

The biostratigraphy of a part of Senonian of the northern part of the Brač island is given on the base of biota of beds in the areas of Pučišća, Sutivan, Supetar-Spliska, east of Povalje and Voščica. Also the biostratigraphic outline of the middle part of the Upper Cretaceous series of the southwestern part of Brač is presented, and distinguishing of certain formations proposed, which have still to be described in more detail.

Pironaea milovanovici (the youngest in the "evolutionary series" of pironeas) which was considered the index fossil of the Upper Maastrichtian, in the succession at Brač occurs in limestones of Campanian age. The stratigraphic extension of genus *Pironea* Meneghini is consequently Campanian and Maastrichtian. The genus *Colveraia* Klinghardt has the same stratigraphic range.

Keramosphaerina tergestina appears most probably in the Upper Santonian, and it disappears during the Upper Campanian.

Prije dvadeset godina (Pejović et Radoičić, 1968) izložile smo prethodne rezultate biostratigrafskog proučavanja jednog dijela gornjokredne serije Brača. Uskoro potom su neki od raspoloživih podataka ukazali na potrebu provjere i korigovanja date stratigrafske sheme.[1*] Nažalost, osim dopunskog oprobavanja u veoma malom obimu (zapadni Brač) opsežnija biostratigrafska proučavanja ove materije nisu bila nastavljena. Jasnijem sagledavanju biostratigrafije senona na Braču doprinjela su upoređenja osobito sa sličnim serijama zone Gavrovo-Tripolitza u Grčkoj (Fleury, 1970, 1973, 1977, 1979, 1980, 1984). Čak i stari podaci kojima danas raspolažemo upućuju na stratigrafski interesantne zaključke te ih, korigujući istovremeno i neka naša ranija shvatanja, bilježimo u najkraćim crtama.

Izvjestan broj kontrolnih preparata urađen je u okviru teme F-12, SANU.

Novija proučavanja na Braču

U okviru vodo istražnih radova na ostrvu Braču tokom 1957. i 1958. (Nastić, 1958) rađena je i geološka karta ostrva u razmjeri 1 : 25.000. Prema ovoj karti, kao i prema Geološkoj karti SFRJ 1 : 500.000, najstariji sedimenti Brača (cenoman) otkriveni su u jezgru djelimično polegle deformisane antiklinale u području Vidove gore i sjeverno od Milne na zapadnom Braču. Prema Nastiću et al., u terenima istočnog Brača antiklinalna struktura je veoma blago zasvođena i zatalasana, a njena osa tone prema istoku (sl. 1 i 2).

Tokom posljednjih godina obavljena su istraživanja na Braču mahom sa naftno-geološkog vidika (Šebečić, 1980; Ercegovac et al., 1981; Jelaska et al., 1981), a provedena su i veoma detaljna proučavanja depozicionih sredina jednog dijela serije Brača (Jelaska et Ogorelec, 1983).

Bogati rudistnom faunom, osobito senonski krečnjaci Brača, probuđivali su interes rudistologa, o čemu svjedoči veći broj radova u kojima su ili opisani, ili citirani brojni rudisti (Milovanović, 1960, 1984; Sladić-Trifunović, 1966/67 a, b, 1967, 1969, 1978, 1979/80, 1981, 1983; Pejović et Radoičić, 1968; Polšak et Mamužić, 1969; Pejović, 1970, 1986; Polšak u: Jelaska et al., 1981). Iz senonskih krečnjaka Brača opisano je više novih vrsta i podvrsta hipuritida i radiolitida: *Vaccinites atheniensis grubici* Sladić-Trifunović, *Vaccinites braciensis* Sladić-Trifunović, *Vaccinites conicus adriaticus* Sladić-Trifunović, *Bournonia adriatica* Pejović, *Bournonia quadripinnae* Pejović, *Bournonia parva* Pejović, »*Kuehnia braciana*« Pejović (gornji kapak *Radiolites angeiodes*, Pejović, 1984), kao i jedan novi rod *Rajka* Milovanović sa dvije nove vrste *R. spinosa* i *R. pejovicae*. Polšak i Mamužić (1969) navode sa Brača i dvije nove podvrste: *Hippurites (Orbignya) lapeirousei* n. subsp. i *Bournonia excavata* n. subsp., ali one nisu opisane.

Biostratigrafski pregled srednjeg dijela kredne serije jugoistočnog Brača

U profilu sjeveroistočno od Milne, koja obuhvata oko 500 m stuba (sl. 3), srednjem i gornjem cenomanu pripisujemo više od 150 metara. Karakteristika ove sukcesije starije gornje krede je znatno učešće algalnih (stromatolitskih — sl. 4) i kriptalgalnih laminita i slojeva sa ostreidama (ostrejskih kokinita).

* vidi primjedbe 1 do 10.

Rudisti se javljaju povremeno, manje ili više učestali ili u slojevima i bancima radiolitidskog kokinita, kao i oni sa rekvijenidama.

Cenomanski sedimenti Brača predstavljaju dio jedne formacije za koju predlažemo da se uvede pod imenom **Milna formacija.** Naslage starije od ovih o kojima ovdje govorimo, tj. od srednjeg cenomana (alb, donji cenoman), takođe ulaze u sastav ove formacije. Znatan dio Milna formacije, koja je vezana za unutrašnje prostore karbonatnih platformi, čine međuplimatski sedimenti, a uzevši u cjelini ona uključuje slojeve od plitke potplimatske do natplimatske sredine. (Radi lakšeg snalaženja u materiji koju izlažemo u ovom tekstu, imenovaćemo i druge formacije koje tek treba da budu detaljno opisane.)

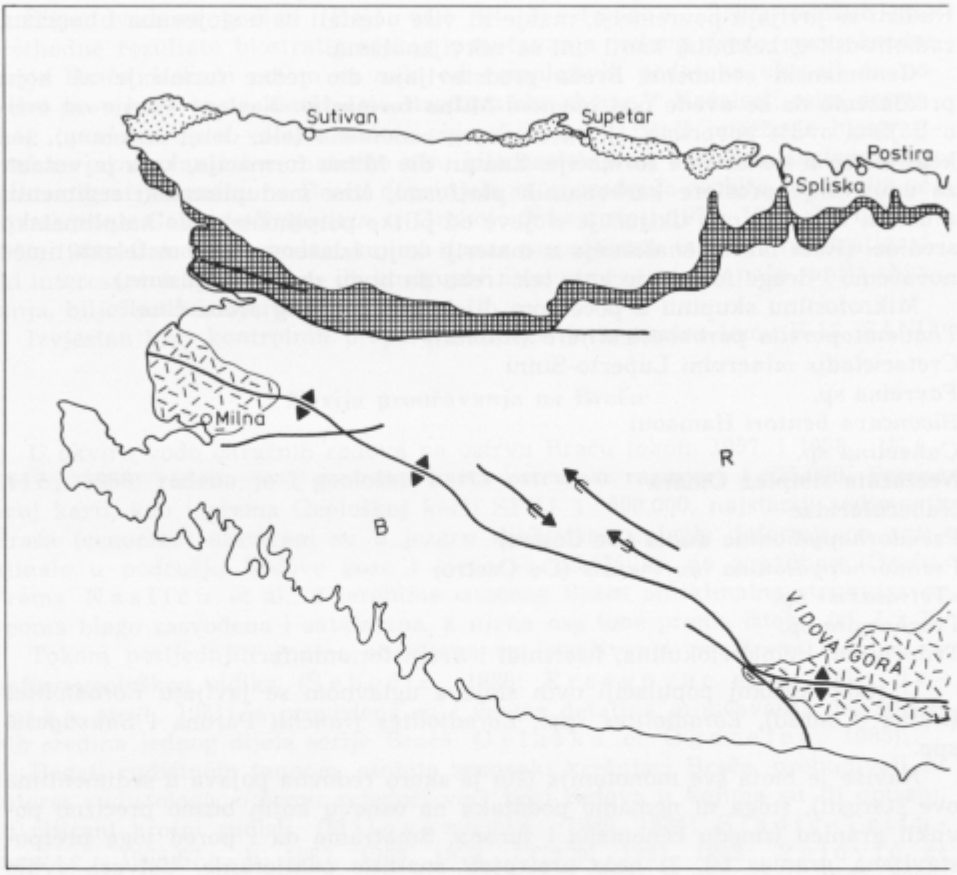
Mikrofosilnu skupinu u početnom dijelu pregledanog stuba čine:
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)
Cretacicladis minervini Luperto-Sinni
Favreina sp.
Biconcava bentori Hamaoui
Cuneolina sp.
Nezzazata simplex Omara
Nubecularidae
Pseudorhapydionina dubia (De Castro)
Pseudorhapydionina laurinensis (De Castro)
»*Tetrataxis*« sp.
Trochospira sp.
Triloculina, kvinkvelokulina, fišerinidi i drugi foraminiferi.

U radiolitidskoj populaciji ovih slojeva uglavnom se javljaju *Eoradiolites liratus* (Conrad), *Eoradiolites* spp., *Eoradiolites franchii* Parona i *Sauvagesia* spp.

Naviše je biota sve monotonija (što je skoro redovna pojava u sedimentima ove starosti), stoga ni nemamo podataka na osnovu kojih bismo precizno povukli granicu između cenomana i turona. Smatramo da i pored toga pretpostavljena granica (sl. 3) neće pretrpjeti znatnije pomjeranje. Ustvari, ovdje nam nedostaju finija promatranja o tome da li je uopšte (i kako) izražen diskontinuitet koji je prisutan u ovom dijelu gornjokrednog stuba u dinaridskim prostorima: u serijama karbonatnih platformi, kao i u serijama nekih basenskih područja.

Kvalitativna promjena u pogledu paleontološkog sadržaja uočena je na približno 170. metru stuba pojavom vrste *Aeolisaccus kotori* Radoičić, a neposredno potom i pojavljivanjem hipuritida i radiolitidskih rodova *Biradiolites, Distefanella* i dr. sa vrstama:
Hippuritella resecta (Defrance)
Biradiolites angulosus d'Orbigny
Biradiolites sp.
Distefanella raricostata Slišković i
Durania cf. *gaensis* (Dacqué)

Valja napomenuti da je u unutrašnjosti dinaridskih karbonatnih platformi pojava vrste *Aeolisaccus kotori* i hipuritida istovremena, ili skoro istovremena. Nivo sa tim fosilima, koji pada u donji turon, treba smatrati granicom formacija, ustvari to bi već bio početak nove formacije. Sedimenti ove formacije imaju najveće rasprostranjenje na platou ostrva, u pojasu Vidove gore — stoga



Sl. 1. Prikaz rasprostranjenja nekih sedimenata na ostrvu Braču, prema geološkoj karti Nastića, Josipovića, Novakovskog, Čubrilovića et Cubrakovića, 1957 58 (uprošćeno)

1. Izdanci najstarijih sedimenata (»cenoman«) — Outcrops of oldest beds (»Cenomanian«); *2.* Sekvenca sa muglama rožnaca u okviru formacije Dol — Sequence with chert nodules within Dol Formation; *3.* »Sprudna facija« tj. formacija Pučišća — »Reef facies«, i.e. Pučišća Formation; *4.* Naslage koje bi najvećim dijelom trebalo da pripadaju formaciji Voščica — Beds belonging most probably mainly to Voščica Formation; *5.* Paleogen — Paleogene; *6.* Ostale formacije — Other formations

Sedimenti formacije Brač nalaze se eksterno od formacija Pučišća i Voščice (sjeverni i jugoistočni obalni pojas). U okviru ove formacije, autori karte izdvojili su negdje i do 5 litoloških članova

Deposits of the Brač Formation occur beyond the Pučišća and Voščice Formations (northern and southeastern coastal belts). Within this formation, in places up to 5 lithological members were distinguished by authors of the map

predlažemo da se uvede pod imenom **Vid formacije.** Njena gornja granica nije nam jasna — najvjerovatnije je da doseže u stariji senon do pojave semipelaških sedimenata (Dol formacija) ili, na zapadnom Braču, do njihovih lateralnih ekvivalenata.

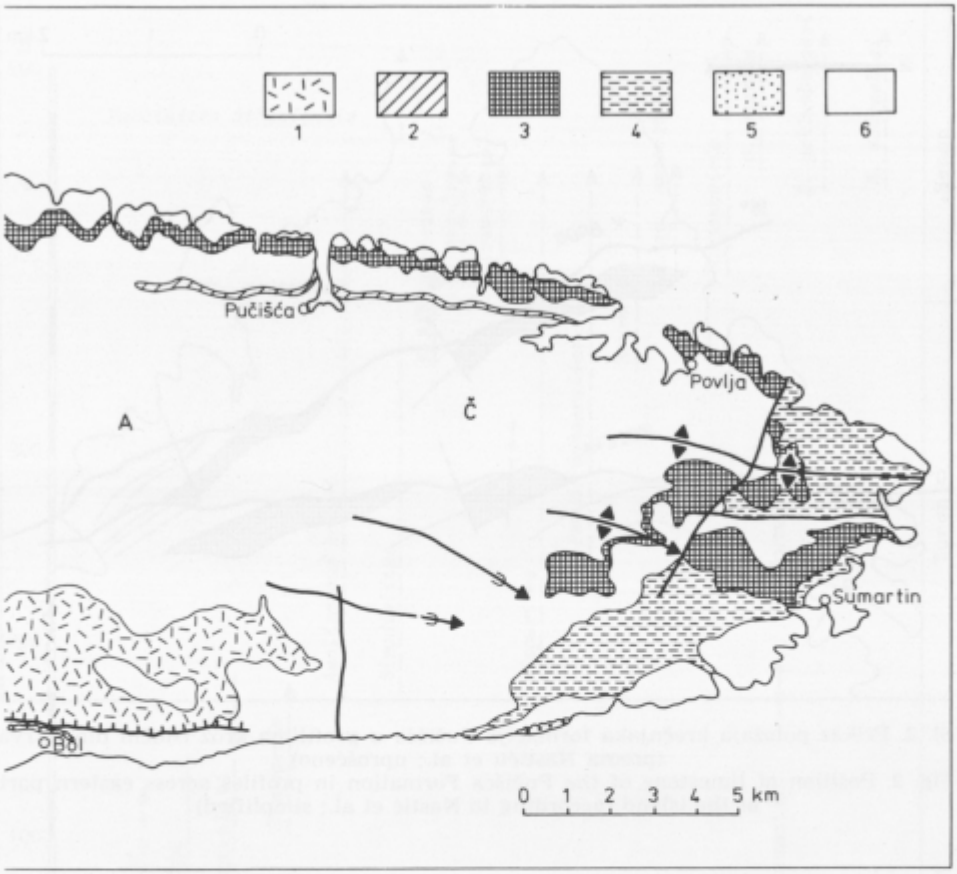
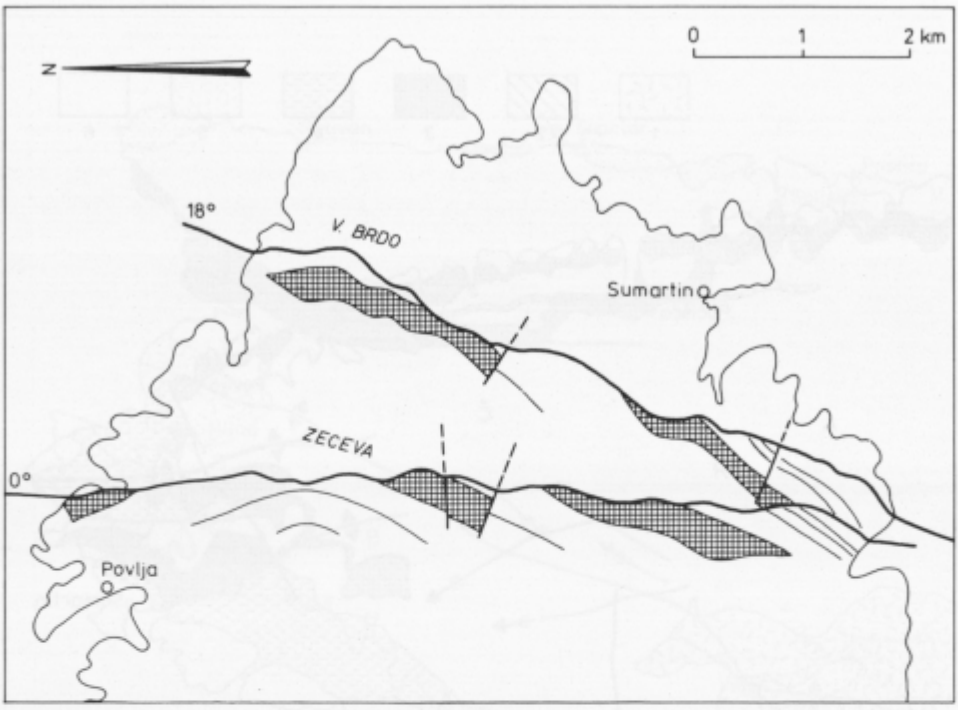


Fig. 1. Distribution of certain beds on Brač Island, according to geological map by Nastić, Josipović, Novakovski, Čubrilović and Cubraković, 1957/58 (simplified)

Aeolisaccus kotori je vanredno učestao fosil kroz više od 170 metara stuba, potom se njegova učestalost smanjuje, osobito nakon daljih 60—65 metara (rjeđi su slojevi eolisakus pakstona), a postupno se povećava učešće foraminifera i rudista. U najnižim slojevima, uz *Aeolisaccus kotori* i taumatoporele, foraminiferi su prilično rijetki (diskorbidi, poneka monšarmontija ili neki drugi foraminifer), a počevši od približno 240. metra mjestimično se zapaža nešto brojnija foraminiferska skupina koju čine:

diskorbidi-rotaline
Moncharmontia gr. *apenninica* (De Castro)
Nummofalotia apula Luperto-Sinni
Nummoloculina robusta Torre
Pseudocyclammina sphaeroidea Gendrot
Trochammina sp. (gr. *picardi*) i dr.

Iz ovih slojeva potiče manja zbirka rudista (premda je tu već bilo moguće sakupiti daleko bogatiju zbirku). Ovdje bilježimo nalaze: *Biradiolites* aff. *angu-*

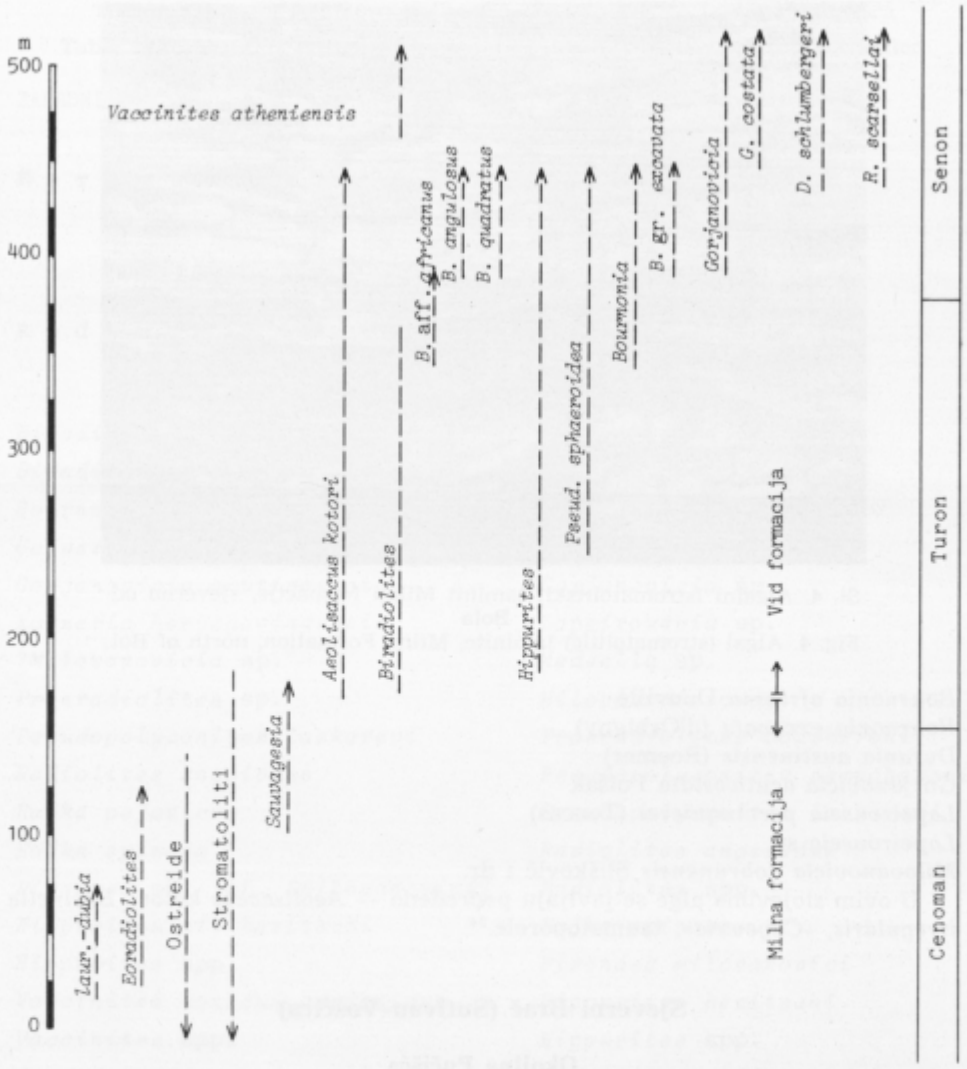


Sl. 2. Prikaz položaja krečnjaka formacije Pučišća u profilima kroz istočni dio ostrva (prema Nastiću et al.; uprošćeno)
Fig. 2. Position of limestone of the Pučišća Formation in profiles across eastern part of the island (according to Nastić et al.; simplified)

losus d'Orbigny i *Bournonia* sp. na oko 340. metru, a približno između 390. i 400. metra *Biradiolites quadratus* d'Orbigny, *Biradiolites angulosus* d'Orbigny, *Bournonia* gr. *excavata* (d'Orbigny), *Durania* sp., *Gorjanovicia* sp. i *Radiolites* sp.

Oko tridesetak metara ispod sloja sa *Vaccinites atheniensis* (Ktenas) i *Nerinea pailletei* d'Orbigny, uz već pomenute foraminifere, pojavljuju se *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Rotorbinella scarsellai* Torre i sve češći različiti rotalidi. Ove sedimente smatramo santonskim. Santon-donjokampanska vrsta *Gorjanovicia costata* Polšak ovdje je nađena desetak metara ispod sloja sa *Vaccinites atheniensis*. Kroz daljih 10—15 metara od sloja sa *V. atheniensis* zapaženi su krečnjaci sa uglavnom istim (prilično rijetkim) foraminiferima.

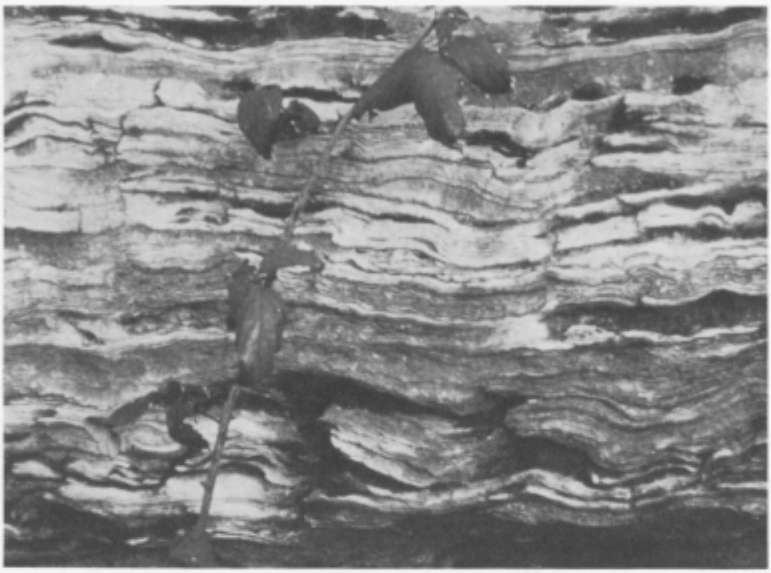
Profil dalje nije kontinuirano praćen. Rasjedi u ovom dijelu terena izgleda da ne remete u većoj mjeri stratigrafski redoslijed te se u okolini Ložišća uđe u mlađe gornjokredne sedimente sa bogatom i raznovrsnom faunom rudista i foraminifera. U okolini Ložišća nisu zapažene keramosferine (osim ako nisu izuzetno rijetke), pa bi se moglo pretpostaviti da je to dio stuba ispod pojavljivanja keramosferina. U krečnjacima koji su promatrani u široj okolini Ložišća (tridesetak metara stuba) dominiraju foraminiferi i rudisti:



Sl. 3. Rasprostranjenje pojedinih fosila, grupa fosila i formacija u stratigrafskom stubu jugozapadnog Brača. Debljine približno procijenjene

Fig. 3. Distribution of individual fossils, groups of fossils and formations in stratigraphical column of southwestern Brač. Thicknesses approximately estimated

Accordiella conica Farinacci
Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas
Minouxia lobata Gendrot
Murgella lata Luperto-Sinni
Pararotalia tuberculifera (Reuss)
Rotalia spp. i drugi foraminiferi, zatim
Biradiolites martellii (Parona)



Sl. 4. Algalni (stromatolitski) laminit Milna formacije, sjeverno od Bola
Fig. 4. Algal (stromatolitic) laminite, Milna Formation, north of Bol

Bournonia africana Douvillé
Bournonia excavata (d'Orbigny)
Durania austinensis (Roemer)
Gorjanovicia acuticostata Polšak
Lapeirouseia pervinquierei (Toucas)
Lapeirouseia sp.
Milovanovicia dobrunensis Slišković i dr.

U ovim slojevima alge se javljaju podređeno — *Aeolisaccus kotori, Bacinella irregularis, »Cayeuxia«,* taumatoporele.[2*]

Sjeverni Brač (Sutivan-Voščica)

Okolina Pučišća

U okolini Pučišća može se promatrati jedan od najljepše otkrivenih profila kroz:

1. formaciju semipelaških ili pretežno semipelaških krečnjaka koja obuhvata i sekvencu sa manjim muglama rožnaca (u višem dijelu: sitne ostreide — *Pycnodonta* cf. *vesicularis* (Lamarck) — i tri sloje ostrejskog kokinita).

2. krečnjake sprudnog kompleksa s. 1. — **formaciju Pučišća** (glavni pojas eksploatacije ukrasnog kamena, tab. 1), i

3. kroz stariji dio jedne krečnjaško-dolomitske formacije koju karakteriše ritmično smjenjivanje sedimenata potplimatske do natplimatske sredine (dio **formacije Brač**).

Tabela 1. Krupni foraminiferi i rudisti u sedimentima formacije Pučišća

Table 1. Large foraminifers and rudists in deposits of the Pučišća Formation

ZAPADNI BRAČ	PUČIŠĆA-SUPETAR
Foraminiferi:	
← *Siderolites vidali* →	
Orbitoides tissoti	
Rudisti: ← *Sabinia* sp. →	
Joufia reticulata	
Biradiolites lumbricoides	*Biradiolites* spp.
Biradiolites sp.	*Bournonia* cf. *excavata*
Bournonia fourtaui	*Bournonia* spp.
Colveraia sp.	*Colveraia variabilis*
Gorjanovicia acuticostata	*Gorjanovicia* sp.
Katzeria hercegovinaensis	*Lapeirouseia* sp.
?Milovanovicia sp.	*Medeella* sp.
Praeradiolites sp.	*Milovanovicia* sp.
Pseudopolyconites laskarevi	*Praeradiolites boucheroni*
Radiolites angeiodes	*Pseudopolyconites campobassoi*
Rajka pejovicae	*Pseudopolyconites laskarevi*
Rajka spinosa	*Radiolites angeiodes*
Pironaea sp. (cf. *?milovanovici*)	*Radiolites* spp.
Hippurites cf. *heritschi*	*Rajka spinosa*
Hippurites spp.	*Pironaea milovanovici*
Vaccinites conicus adriaticus	*Hippurites heritschi*
Vaccinites spp.	*Hippurites* spp.
	Vaccinites conicus adriaticus
	Vaccinites ultimus

Formaciju semipelaških ili pretežno semipelaških krečnjaka (u kojoj se, izgleda, mogu razlikovati dva člana) treba opisati na osnovu jednog od profila u pojasu Pučišća-Dol te je imenujemo **Dol formacijom.** Rasprostranjena je u središnjem dijelu ostrva, prema Nastiću (1958, str. 21) najveću debljinu ima u okolini Pučišća, a bočno prelazi u druge litološke članove senona. Na geološkoj karti Nastić a i dr., sekvenca sa muglama rožnaca prati se u dijelu formacije od Dubrava, južno od zaliva Papratnjak, do povljanske Luke (sl. 1).

U slojevima nižeg i srednjeg dijela formacije (fini bioklastični vakston sa malobrojnim pelaškim mikrofosilima) nađene su *Pithonella multicava* Borza,

Pithonella ovalis (Kaufmann), *Stomiosphaera* spp., *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Marginotruncana coronata* (Bolli) i heterohelicidi. Iz srednjeg dijela (gdje su sve češći slojevi vakston-paksona, a podređeno se javlja i grejnston) pomenućemo vrstu *Nummofalotia cretacea* Schlumberger. U najvišim slojevima ove i najnižim slojevima formacije Pučišća nemamo opservacija (10—15 metara stuba pokriveno drobinom[3]). Sudeći po utisku stečenom u okolnim terenima, ovaj prelaz je postupan.

Formacija Pučišća: iz praktičnih razloga, u daljem tekstu, sedimente formacije Pučišća pominjaćemo i kao »pironejske« ili »pironejsko-sabinijske« slojeve, premda se ne radi o sprudu sa pironejama, sabinijama i drugim rudistima. Rudistni sprud in situ, koji je bio izvorište bioklastičnog materijala za perisprudni areal, nije poznat na Braču. U krečnjacima formacije Pučišća (skeletni-rudistni pakston, rudistni grejnston-flotston) nalaze se samo nanešeni rijetki krupni odlomci pironea, burnonija, hipurita, vakcinita, joufija, sabinija i drugih rudista.

Sukcesivno sakupljenu zbirku kroz formaciju Pučišća čine:

— *Hippurites heritschi* (Kuehn)
Hippurites spp.,
— *Biradiolites* sp.
Bournonia cf. *excavata* (d'Orbigny)
Pseudopolyconites sp.
Rajka spinosa Milovanović
Pironaea milovanovici (Kuehn)
Vaccinites conicus adriaticus (Sladić-Trifunović)
Vaccinites ultimus (Milovanović)
Vaccinites spp.
— *Joufia reticulata* Boehm
Pseudopolyconites sp.
Radiolites angeiodes (Lapeirouse)
Vaccinites sp. i drugi radiolitidi i hipuritidi
Sabinia sp.

Iz »pironejskih« krečnjaka ovog lokaliteta Sladić-Trifunović (1981) zabilježila je nalazak vrste *Colveraia variabilis* Klinghardt (rod *Colveraia* u našim terenima — Brač i Hvar, prvi put spominju Milovanović i Grubić, 1969). Pored kolveraja, koje je našla i zapadno od zatona Pučišća, u Česminovoj luci i Tešišću, ona pominje i vrste *Pseudopolyconites campobassoi* Sladić-Trifunović i *Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović i Sladić.

Mikropaleontološke analize krečnjaka iz kamenoloma nisu rađene. Međutim, u višem dijelu istih krečnjaka na zapadnoj strani zatona nađen je *Siderolites vidali* Douvillé.

U najmlađem dijelu profila (više od desetak metara stuba, a to je samo stariji dio formacije Brač koja je potpunije otkrivena idući prema zapadu) bilježimo prisustvo sljedećih slojeva:

— sa rijetkim rudistima *Bournonia adriatica* Pejović i *Distefanella* cf. *radoicicae*, girvanelama i malobrojnim foraminiferima (diskorbidi, orbitolinide, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Stensioina* sp. i dr.),
— sa giropleurama,
— sa akteonelama i foraminiferima,

— sa girvanelama i rijetkim foraminiferima — *Stensioina surrentina*, »*Moncharmontia*« sp.[4*] (muljevit algalni krečnjak, okcast),
— sa radiolitidima,
— sa detritusom rudistnih ljuštura (skeletni pakston) i malobrojnim foraminiferima,
— foraminiferski pakston: *Accordiella conica*, *Biconcava* cf. *bentori*, *Dicyclina* sp., *Minouxia lobata*, »*Moncharmontia*« sp., *Nummofalotia apula*, *Nummoloculina cf. robusta*, Nubecularidae, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Rotorbinella scarsellai*, *Stensioina surrentina*, *Trochammina* sp. itd.
— sa hipuritima, radiolitidima i giropleurama, i
— sa diskorbidima, sa diskorbidima i harofitama (uz brečizirane partije).

Pod nazivom »slojevi sa diskorbidima« podrazumjevamo nekoliko varijanti krečnjaka koji pored diskorbida i njima srodnih i sličnih oblika (Bignot et Cadet, 1972; Luperto-Sinni, 1976) mogu nositi i rjeđe druge foraminifere, ostrakode, mikrogastropode, a često, u mastrihtskoj sukcesiji, i harofite. To su uvijek krečnjaci tipa vakstona i madstona, deponovani u mirnim zaštićenim prostorima, u sredinama smanjenog saliniteta (brakični do skoro slatkovodni ambijenti).

Područje Povalja

U području Povalja rasprostranjeni su veoma fosilonosni krečnjaci prvenstveno sa rudistima i foraminiferima — dijelom lateralni ekvivalenti »pironejsko-sabinijskih« slojeva u Pučišćima. Kroz više od desetak metara najstarijih promatranih krečnjaka istočno od Povalja, zapaženo je obilje foraminifera, algalni fragmenti, mnoštvo sitnih školjki, a u jednom od tih slojeva nađeni su i brahiopodi — *Rhychonella difformis globata* Arnaud.[5*] Pored ovog tipa krečnjaka (foraminiferski grejnston) bilo je i slojeva sa rijetkim pelaškim mikrofosilima — pitonelama i stomiosferama. U foraminiferskom grejnstonu konstatovani su:

Accordiella conica Farinacci
Biconcava cf. *bentori* Hamaoui
Cuneolina sp.
Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas
Marsonella trochus (d'Orbigny)
»*Moncharmontia*« sp.
Nummoloculina sp.
Operculina spp.
Pseudocyclammina cf. *massiliensis* Maync
Pseudocyclammina sphaeroidea Gendrot
Rotalia saxorum d'Orbigny
Scandonea mediterranea De Castro
Trochammina sp.
nubekularide, drugi foraminiferi, taumatoporele, bacinele, »kajoksije« i druge alge.

Mlađi slojevi (? 10—15 metara) pretežno su krečnjaci istog tipa (grejnston, pakston). U njima se, 5—6 metara ispod slojeva otkrivenih u napuštenom kamenolomu, pojavljuju prve rijetke sitne keramosferine uz gore pomenutu

skupinu kojoj dodajemo: *Coxites* sp., *Pararotalia* sp., *Stensioina surrentina* i algu *Vermiporella tenuipora* Conrad.[6*] U kamenolomu su sakupljeni rudisti:
Bournonia excavata (d'Orbigny)
Gorjanovicia acuticostata Polšak
Hippurites heritschi (Kuehn)
Radiolites angeiodes (Lapeirouse)
Rajka spinosa Milovanović
Rajka sp. (aff. *pejovicae*)
Vaccinites atheniensis (Ktenas)
Vaccinites braciensis (Sladić-Trifunović)

U narednim slojevima keramosferine su mjestimično veoma učestali fosili. To su, inače veoma fosilonosni krečnjaci: sa stromatoporoidima, kladokoropsisima, usamljenim koralima, sa nerineama, akteonelama i drugim gastropodima, sitnim lamelibranhiatima i mnoštvom rudista, često u položaju rašćenja (biostromi sa rasutim individuama, sa rjeđim ili guščim asocijacijama rudista i rudistnim čestarima). Iz oko 10—15 metara stuba sukcesivno je sakupljena zbirka koja predstavlja samo djelimičan uvid u bogatu rudistnu faunu ovih slojeva:
— *Bournonia excavata* (d'Orbigny)
Hippurites colliciatus (Woodward)
Hippurites aff. *matheroni montsecana* (Vidal)
Lapeirouseia sp.
Plagioptychus sp.
Pseudopolyconites sp.
Rajka spinosa Milovanović (tipski sloj)
Vaccinites sulcatissimus (Douvillé)
— *Bournonia adriatica* Pejović
Hippurites bioculatus Lamarck
Hippurites heritschi (Kuehn)
Radiolites nouleti (Bayle)
— *Bournonia wiontzeki* Pejović
Fundinia biscopulata Sladić-Trifunović i Pejović
Rajka pejovicae Milovanović
Vaccinites loftusi (Woodward) i, potom,
— *Distefanella* cf. *radoicicae* Pejović

Pored keramosferina, akordiela, skandonea, monšarmontija, nubekularida i drugih već pomenutih foraminifera u ovim slojevima nađene su još *Dictyopsella* sp., orbitolinide, *Rotorbinella scarsellai*, *Tetraminouxia gibosa* Gendrot, a zatim *Planorbulina cretae* (Marsson), *Lituola* cf. *grandis* (Reuss) i veoma loše očuvan foraminifer, možda *Murciella* gr. *renzi* Fleury.

U djelomično pregledanim mlađim slojevima nisu primjećene keramosferine. Inače one nose istu skupinu mikrofosila (uz učestalije krupne dicikline u pojedinim slojevima), ali je, naizmjenično sa ovim, bilo i krečnjaka sa diskorbidima i algalnim strukturama, kao i onih sa giropleurama (što ukazuje na sličnost sa sukcesijom mlađom od formacije Pučišća u okolini Pučišća).

U Voščici (IJI od Povalja) razvijeni su isti fosilonosni krečnjaci sa keramosferinama kao u okolini Povalja. Pregledom dijela serije, počevši od jednog sloja sa *Vaccinites atheniensis* i *Radiolites squamosus*, akordielama, diciklinama, monšarmontijama i drugim foraminiferima, dobijeni su sledeći podaci:

— Slojevi koji leže preko krečnjaka sa *V. atheniensis*, a koji nose *Hippurites bioculatus, Hippurites* spp., lapejruzeje i druge rudiste, zatim stromatoporoide, kladokoropsise, gastropode i mikrofosilnu zajednicu identičnu onoj koju smo naveli kod Povalja, sadrže rijetke sitne keramosferine (najvjerovatnije su to prve keramosferine u stubu).

— Idući naviše keramosferine su učestalije. Rudistna populacija odgovara onoj u okolini Povalja. Prilikom pregleda ovog profila (1963. godine) dobile smo utisak da su ovdje čak brojnije ne samo keramosferine, nego i kladokoropsisi, stromatoporoidi (do 20 cm prečnika), nerinee i drugi rudisti.

— Potonje keramosferine zapažene su u krečnjacima oko onih sa *Distefanella* cf. *radoicicae* i *Bournonia bournoni*.

— Najzad, u narednih desetinu metara bilo je i dalje krečnjaka sa akordielama, koksitesima, minuksijama, »monšarmontijama«, numofalocijama, orbitolinidama, reticulinelama i dr. Naizmjenično sa njima javljaju se krečnjaci sa diskorbidima, rjeđim drugim foraminiferima i girvanelama, a to je već, kao i u Povljama, početak ritmičnog smjenjivanja ambijentalno različitih plitkovodnih sedimenata, što je karakteristično za najmlađu formaciju gornje krede Brača — za formaciju Brač.

Šire područje Supetra

Sjeverno od Donjeg Humca, idući prema Supetru, susreću se semipelaški krečnjaci kao oni u Pučišćima (Dol formacija), ali, izgleda, uz veće učešće dolomitskih partija. Mikrofosili: pitonele, stomiosfere, heterohelicidi i, veoma rijetko, globotrunkane — *Globotruncana* gr. *linneiana*.

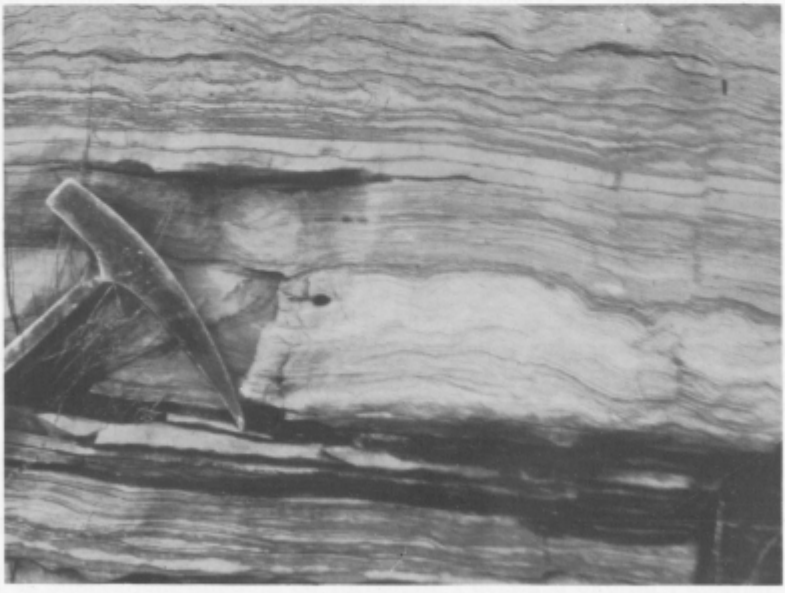
Iz narednih »pironejsko-sabinijskih« krečnjaka u napuštenom kamenolomu potiču probe sa *Orbitoides tissoti* Schlumberger, *Orbitoides tissoti douvillei* (Silvestri) i *Planorbulina cretae* (Marsson). U istim sedimentima nešto istočnije, u kamenolomima južno od Spliske, prema Škripu, sakupljeni su:

Biradiolites sp.
Hippurites sp.
Lapeirouseia sp.
Milovanovicia sp.
Pironaea milovanovici (Kuehn)
Pseudopolyconites sp.
Radiolites sp.
Vaccinites conicus adriaticus (Sladić-Trifunović), zatim
Agerostrea sp.
Chlamys sp.
Pycnodonta vesicularis (Lamarck)
Vola sp., a u završnim slojevima formacije
Orbitoides tissoti Schlumberger
Siderolites vidali Douvillé
Gorjanovicia sp.
Hippurites sp.
Joufia reticulata Boehm
Meedella sp.
Praeradiolites boucheroni Bayle
Sabinia sp. i giropleure.

U okolini Supetra i prema Spliskoj, između »pironejsko-sabinijskih« krečnjaka i paleogena, otkrivena je serija koja, kao i najviši dio stuba u Pučišćima, pripada najmlađoj formaciji gornje krede Brača — **formaciji Brač.** Njezin mlađi član ovdje nedostaje (formacija ima potpun razvoj samo u širem području Sutivana). To je sukcesija izrazito regresivnog karaktera u kojoj se naizmjenično smjenjuju ambijentalno različiti plitkovodni sedimenti, od plitkih potplimatskih (povremeno nešto jače cirkulacije) do natplimatskih (sl. 5), od čisto marinskih do brakičnih ili skoro slatkovodnih. Ovi posljednji su sve češći u višem dijelu serije. Lateralne promjene također su jedna od karakteristika ove formacije. Nepotpuno razviće formacije Brač, kao ovdje u okolini Supetra i Spliske, uslovljeno je ranom emerzijom pojedinih prostora.

U starijem dijelu formacije Brač, iznad Supetra, u sedimentima koji slijede preko »pironejsko-sabinijskih« krečnjaka, uočeno je nekoliko slojeva (foraminiferski pakston i grejnston) sa veoma bogatom i raznovrsnom zajednicom foraminifera:

Biconcava cf. *bentori* Hamaoui
Bolivinopsis sp.
Cuneolina sp.
?*Cyclopseudedomia*
Minouxia lobata Gendrot
»*Moncharmontia*« sp.
Murciella cuvillieri Fourcade
Nummofalotia apula Luperto-Sinni



Sl. 5. Algalni (stromatolitski) laminit, kriptalgalni laminit i tanki proslojci mikrita Brač formacije, okolina Postire
Fig. 5. Algal (stromatolitic) laminite, cryptalgal laminite and thin interlayers of micrite, Brač Formation, surroundings of Postira

Nummoloculina sp.
Raadshoovenia salentina (Papetti Tedeschi)
Raadshoovenia sp.
Stensioina surrentina Torre
Tetraminouxia globosa Gendrot
Trochammina spp.
Trochospira i dr.

Potom se naši podaci odnose na najmlađe kredne sedimente kot Supetra (25—30 metara stuba). Nekoliko puta kroz ove slojeve konstatovane su murciele — *Murciella* sp. aff. *renzi* Fleury, *Murciella* sp. i rijetke radhovenije — *Raadshoovenia* cf. *salentina*. Pomenućemo da su iz istog intervala prema Spliskoj sakupljeni rudisti *Bournonia adriatica, Bournonia fourtaui, Lapeirouseia* sp., *Lapeirousella orientalis, Praeradiolites bucheroni* i *Pseudopolyconites* sp.

Između Supetra i Spliske najmladi kredni krečnjaci su dosta prekristalisali (paleokarst, boksit). Jedan od ovih slojeva, pored radhovenija i murciela, sadrži fragmente mastrihtske dazikladacee *Cymopolia anadiomenea* Elliott. U obalnom pojasu Spliske promatran je prilično prekristalisao foraminifersko-algalni grejnston u kome se, pored rijetkih radhovenija i brojnih drugih foraminifera, takođe, nalaze fragmenti *Cymopolia anadiomenea* i drugih dazikladacea.

Granica kreda-tercijar u okolini Supetra obilježena je boksitičnim horizontom. Do emerzije ovog prostora došlo je, najvjerovatnije krajem donjeg mastrihta. Kredni krečnjaci, kako se to veoma lijepo vidi između Supetra i Spliske, bili su intenzivno karstifikovani, a vjerovatno, dijelom i erodovani. Prije deponovanja boksitične materije (pukotine i »džepovi« sa boksitom) bili su izloženi bioerozionom dejstvu slatkovodnih algi koje su koristile pukotinske puteve i pore isušivanja.

Sjeverozapadni Brač

Na sjeverozapadnom Braču, gdje je najpotpunije razvijen gornji senon (dakle, i puno razviće formacije Brač), pregledan je stub od oko 80 metara počevši od krečnjaka sprudnog kompleksa (formacija Pučišća: skeletni, rudistni grejnston-flotston, skeletni pakston sa stomiosferama i sitnim rotalidima, pakston sa *Planorbulina cretae, Pararotalia tuberculifera* i dr.) pa do paleogenih sedimenata.

Narednih desetak do petnaest metara ostavili su utisak paleontološki monotonih sedimenata (u donjem dijelu bio je zapažen sloj algalnog bindstona sa *Pseudolithothamnium album, Bacinella irregularis* i drugim algalnim strukturama). Potom se naišlo na skeletno-foraminiferski grejnston sa krhotinama ježeva i mekušaca te sa:
Cuneolina sp.
Cyclogira sp.
»*Moncharmontia*« sp.
Murciella aff. *renzi* Fleury
Nummofalotia apula Luperto-Sinni
Raadshoovenia salentina (Papetti & Tedeschi), miliolidima, diskorbidima i drugim foraminiferima.

Tri probe iz daljih 30—35 metara pokazale su prisustvo murciela i radhovenija koje su ovdje prilično rijetki fosili. Potom se, u sljedećih nekoliko slo-

jeva, javlja jedna nova vrsta roda *Nummoloculina* (uz druge foraminifere i algu *Vermiporella tenuipora* Conrad), a tu je zapažen i sloj nubekularidskog bindstona. Slojevi ovog intervala (F l e u r y j e v a »zona sa rapidionininama«: *Murciella, Raadshoovenia, Rhapydionina, Cyclopseudedomia*) ne obiluju rudistima, premda su mjestimično učestali. Osim giropleura iz nižeg dijela bilježimo vrste:
Bournonia sp.
Plagioptychus sp.
Praeradiolites sp. i
Radiolites squamosus d'Orbigny, a iz višeg,
Bournonia bournoni (Des Moulins)
Bournonia fourtaui Douvillé
Radiolitella maestrichtiana Pejović, i
Radiolites squamosus d'Orbigny.

Najmlađi senonski sedimenti sa *Rhapydionina liburnica* (Stache) i *Laffiteina mengaudi* (Astre) razvijeni su samo u širem području Sutivana. To su slojevi sa:
bolivinopsisima
»*Broeckinella arabica*«[7*]
Dicyclina sp.
diskorbidima
Minouxis lobata Gendrot
»*Moncharmontia*« sp.
rotalidama,
rotalinama,
Stensioina surrentina Torre
Stensioina spp.
Spiroplectammina sp.
Tetraminouxia gibosa Gendrot i drugim foraminiferima (uz indeks fosile).

Krečnjaci ovog tipa javljaju se naizmjenično sa onima koji nose diskorbiderotaline, ostrakode i / ili harofite, a kojih je sve više u mlađem, završnom dijelu formacije (gdje je bilo i izronjavanja). U srednjem i donjem dijelu slojeva sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina mengaudi* nađu se krečnjaci i dolomitizirani krečnjaci sa *Lapeirouseia crateriformis* i *Bournonia bournoni*, dok giropleure dolaze do granice, ili skoro do granice kreda-tercijar (što zavisi od toga da li su potonji kredni slojevi oni sa harofitama). Kad ovdje govorimo o najmlađim krednim slojevima to ne znači da su u pitanju stvarno najmlađi sedimenti gornjeg mastrihta — veoma je vjerovatno da je do prekida u sedimentaciji došlo nešto prije kraja mastrihta.

Najstariji paleogeni sedimenti su ovdje algalni laminiti, slojevi sa harofitama, sa diskorbidima, ostrakodima i harofitama, sa ostrakodima, sa manje ili više učestalim stomatopsisima (u pregledanom profilu stomatopsisi su bili znatno rjeđi nego istočnije kod obližnjeg zaliva Livka — sl. 6) i različitim algalnim strukturama,[8*] a koji su identični kozinskim slojevima s str. u Istri (B i g n o t, 1972).

Kada se govori o sukcesiji mlađeg senona zapadnog Brača, valja dati i sljedeći podatak. U prostoru južno od Krtina, a sjeverno od uvale Bobovišće, promatrani su krečnjaci koji leže neposredno ispod »pironejsko-sabinijskih« slojeva, a pripadaju donjem dijelu formacije Pučišća. U njima su nađeni:



Sl. 6. Stomatopsisi u kozinskim slojevima zapadno od Livka uvale

Fig. 6. Stromatopsises in Kozina beds west of Livka uvala

Dicyclina schlumbergeri Munier-Chalmas
diskorbidi-rotaline
Minouxia sp.
Nummofalotia apula Luperto-Sinni
Nummoloculina robusta Torre
Reticulinella sp.
Rotorbinella scarsellai Torre
Stensioina surrentina Torre i drugi foraminiferi, zatim
Cladocoropsis sp., i rudisti
Biradiolites lumbricoides Douvillé
Bournonia fourtaui Douvillé
Colveraia sp.
Durania sp.
Gorjanovicia acuticostata Polšak
Hippurites cf. *heritschi* (Kuehn)
Katzeria hercegovinaensis Sliškovič
Radiolites angeiodes (Lapeirouse)
Rajka pejovicae Milovanović
Rajka spinosa Milovanović
Vaccinites conicus adriaticus (Sladić-Trifunović) i dr.

Dakle, u donjem dijelu formacije Pučišća, javlja se skupina fosila u veoma velikoj mjeri slična onoj u Povljima i Voščici.

Stratigrafski komentar

Među rudistnom faunom pironee su smatrane izuzetno stratigrafski značajnim rodom (Milovanović, 1935, 1957, 1960). Postojala su dva razloga za to: znatno geografsko rasprostranjenje (Iran, Turska, Grčka, Bugarska, Jugoslavija, Italija, Španija, sjeverna Afrika) i evolutivni niz za koji se smatralo da omogućava trodjelnu podjelu mastrihta.

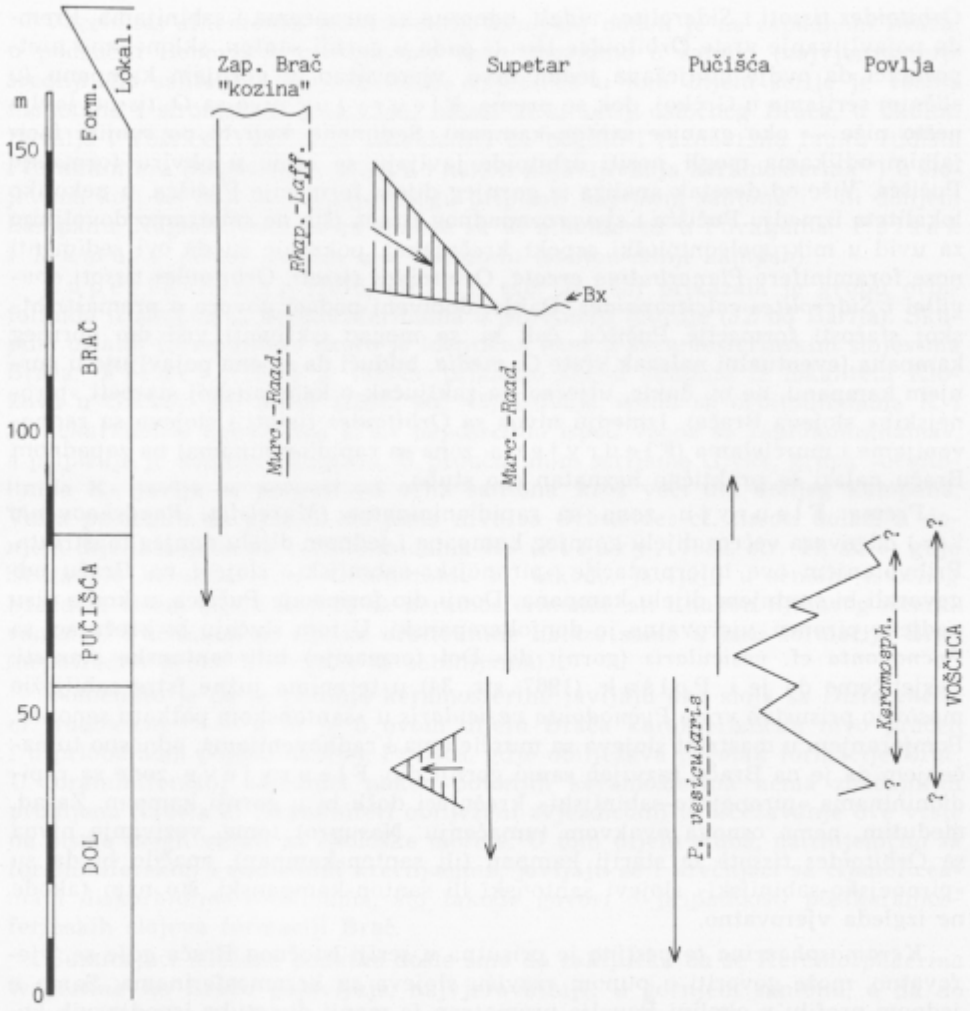
Prema Milovanoviću, *Pironaea milovanovici* je gornjomastrihtska vrsta. S obzirom na to da je na Braču preko »pironejskih« slojeva ležao znatan dio stuba: sa burnonijama, lepejruzejama, lafiteinama i *Rhapydionina liburnica*, krečnjake sa *Pironaea milovanovici* uvrstile smo u srednji mastriht (Pejović i Radoičić, 1968). Ovim, praktično neznatnim, pomjeranjem naniže vrste *P. milovanovici* nisu se mogli izbjeći drugi stratigrafski problemi: automatski smo morale dati širi raspon vrsti *Vaccinites atheniensis* (izgledalo je da su pironee stratigrafski apsolutno jači argument). Time je bilo povezano i određivanje starosti slojeva sa keramosferinama (koji su na Braču dijelom lateralni ekvivalenti »pironejsko-sabinijskih« krečnjaka).

Postojeća mišljenja o starosti vrste *Keramosphaerina tergestina* bila su tada veoma različita (vidjeti: Bignot, 1972, str. 208), a i danas su, premda u manjoj mjeri. Radeći na reviziji liburnijskih slojeva Istre i Dalmacije, Bignot je još u prvim bilješkama (1966, 1967, 1971; Bignot et al., 1968 a, b) zastupao gledište o njihovoj donjosenonskoj starosti. Njegov zaključak je da *Keramosphaerina tergestina* obilježava »un horizon au sommet du Senonien inférieur (»Santonien« terminal des auteurs« — 1972, str. 208, 1975, str. 19), što je potom često bilo prihvaćeno (Fleury, 1970, 1977, 1980; Luperto-Sinni, 1976; Combes et al., 1981; Mamužić et al., 1983). Valja istaći da je u prvo vrijeme proučavanja keramosferinskih slojeva kod nas, gledište Polšaka (1963) bilo da keramosferine imaju raspon konijak-kampan, dok je Buser (1965) smatrao da pripadaju »zgornjemu delu santonija, kampaniju in verjetno še spodnjemu delu maastrichta«.

Slično keramosferinskim naslagama, o starosti slojeva sa *Rhapydionina liburnica* (na Braču: sa *R. liburnica* i *Laffiteina mengaudi*) dugo su postojala oprečna mišljenja (v.: Bignot, 1972, str. 218). Pripisivanje ovih sedimenata mastrihtu (Radoičić, 1960; Farinacci, 1965; Farinacci et Radoičić, 1965; Pejović et Radoičić, 1968) osporio je Bignot. Prema Bignotu (1972, str. 262, tab. 10) *Rhapydionina liburnica* javlja se u srednjem dijelu senona od kojeg je izuzet mastriht, iako takvom datiranju nisu dati valjani dokazi.

Proučavajući gornjokredne serije u zoni Gavrovo-Tripolitza u Grčkoj, Fleury je (1970, 1973, 1977, 1979, 1980), pored ostalog, doprinio i poznavanju stratigrafije mlađeg senona u prostorima perijadranskih karbonatnih platformi u kojima su, upravo u mlađem senonu, otkrivene doskora nepoznate asocijacije foraminifera. Najzad, Fleury je dao valjane dokaze o mastrihtskoj starosti slojeva sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina mengaudi*.

Prema Fleuryju (1980, str. 44, sl. 8) »zona sa *R. liburnica* i *L. mengaudi*« dolazi preko »zone sa rapidiondninama« (*Murciella, Cyclopseudedomia, Raadshoovenia, Rhapydionina*) koja, u gornjem dijelu, uključuje slojeve sa mastrihtskom asocijacijom *Orbitoides media, Omphalocyclus macroporus, Siderolites calcitra-*



Sl. 7. Rasprostranjenje (puna linija) i odnosi formacija i rasprostranjenje sedimenata (isprekidana linija) sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina mengaudi* (Fleuryjeva zona Cs B-7) i sedimenata sa murcielama i radhovenijama (Fleuryjeva zona Cs B-6) u seriji sjevernog Brača, kao i slojeva sa *Keramosphaerina tergestina* na istočnom Braču. Debljine cijenjene približno

Fig. 7. Distribution (full lines) and relationships of formations, and distribution of deposits (dotted lines) with *Rhapydionina liburnica* and *Laffiteina mengaudi* (Fleury's zone Cs B-7) and beds with murciellas and radhovenias (Fleury's zone Cs B-6) in the series of northern Brač, and beds with *Keramosphaerina tergestina* in east Brač. Thicknesses approximately estimated

poides. Ovim je stratigrafski položaj prvopomenute zone pouzdano određen: »gornji mastriht« (tj. viši donji i gornji mastriht — F l e u r y , sl. 8).

Slojevi sa murcielama i radhovenijama na zapadnom Braču (sl. 7) leže ispod onih sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina mengaudi*, a nešto iznad nivoa sa

Orbitoides tissoti i *Siderolites vidali*, odnosno sa pironeama i sabinijama. Premda pojavljivanje vrste *Orbitoides tissoti* pada u gornji santon, sklone smo pretpostavci da ovdje obilježava jedan nivo, vjerovatno, u gornjem kampanu (u sličnim serijama u Grčkoj, dok se prema F l e u r y j u , nivo sa *O. tissoti* javlja nešto niže — oko granice santon-kampan). Sedimenti koji bi po svojim facijalnim odlikama mogli nositi orbitoide javljaju se samo u okviru formacije Pučišća. Više od desetak analiza iz gornjeg dijela formacije Pučišća, u nekoliko lokaliteta izmedju Pučišća i sjeverozapadnog Brača (što ne smatramo dovoljnim za uvid u mikropeleontološki aspekt krečnjaka), pokazale su da ovi sedimenti nose foraminifere *Planorbulina create, Orbitoides tissoti, Orbitoides tissoti douvillei* i *Siderolites calcitrapoides*. Dakle, dobiveni podaci govore o premastrihtskoj starosti formacije Pučišća, čak bi se mogao isključiti viši dio gornjeg kampana (eventualni nalazak vrste *O. media*, budući da se ona pojavljuje u gornjem kampanu, ne bi, dakle, utjecao na zaključak o kampanskoj starosti »pironejskih« slojeva Brača). Izmedju nivoa sa *Orbitoides tissoti* i slojeva sa radhovenijama i murcielama (F l e u r y j e v a zona sa rapidionininama) na zapadnom Braču nalazi se praktično neznatan dio stuba.

Prema F l e u r y j u zona sa rapidionininama (*Murciella, Raadshoovenia* i dr.) odgovara većem dijelu gornjeg kampana i jednom dijelu donjeg mastrihta. Prihvatanjem ove interpretacije »pironejsko-sabinijski« slojevi na Braču odgovarali bi srednjem dijelu kampana. Donji dio formacije Pučišća, u kome nisu nadjene pironee, vjerovatno je donjokampanski. U tom slučaju bi krečnjaci sa *Pycnodonta* cf. *vesicularis* (gornji dio Dol formacije) bili santonske starosti. Posjetičemo da je i P o l š a k (1967, str. 34) u terenima južne Istre zabilježio masovno prisustvo vrste *Pycnodonta vesicularis* u »santonskom potkatu senona«. Pomjeranjem u mastriht slojeva sa murcielama i radhovenijama, odnosno tumačenjem da je na Braču razvijen samo gornji dio F l e u r y j e v e zone sa rapidionininama »pironejsko-sabinijski« krečnjaci došli bi u gornji kampan. Zasad, međutim, nema osnova ovakvom tumačenju. Nasuprot tome, vezivanje nivoa sa *Orbitoides tissoti* za stariji kampan (ili santon-kampan), značilo bi da su »pironejsko-sabinijski« slojevi santonski ili santon-kampanski, što nam takođe ne izgleda vjerovatno.

Keramosphaerina tergestina je prisutna u seriji istočnog Brača gdje se, vjerovatno, može govoriti o punom razviću slojeva sa keramosferinama. Samo u jednom profilu u okolini Povalja promatran je manji dio stuba ispod prvih keramosferina. Stoga nemamo dovoljno podataka za sagledavanje stratigrafskih odnosa u tom dijelu senonske serije. U Povaljama su to bili krečnjaci sa sitnim školjkama, sa *Rhynchonella difformis globata* i brojnim i raznovrsnim bentoskim foraminiferama, kao i oni sa rijetkim pelaškim mikrofosilima (pitonele, stomiosfere) koji bi mogli biti ekvivalenti dijela Dol formacije. Foraminiferska zajednica ovih slojeva pominje se u santonu, postoji takođe tokom kampana, a neke vrste i tokom mastrihta.

O izuzetno bogatoj bioti krečnjaka sa keramosferinama već je govoreno. S obzirom na postojeće nesaglasnosti u datiranju pojavljivanja i iščezavanja keramosferina, a radi potpunijeg uvida u paleontološki sadržaj tih sedimenata, na tabeli 2 daje se pregled mikro i makrofosila koji su konstatovani u slojevima sa keramosferinama na Braču (uz napomenu da je ovo ipak nepotpun uvid u bogatu biotu tih slojeva).

Vaccinites atheniensis (santon-donji kampan) naden je na zapadnom Braču, u području Bobovišća, u slojevima koje ubrajamo u santon (najvjerovatnije srednji dio santona). Foraminiferska zajednica u tom dijelu serije je veoma monotona i siromašna. Medjutim, nalazi se u seriji istočnog Brača, u okolini Povalja i Voščice, *Vaccinites atheniensis* uz bogatu i raznovrsnu faunu rudista i foraminifera (neposredno prije, a i nakon pojavljivanja keramosferina[9*]) u slojevima koji se, najvjerovatnije, mogu pripisati najvišem santonu i ili donjem kampanu. Naglašavamo da su slojeve sa *V. atheniensis* u Povaljama, Polšak i Mamužić (1969) uvrstili u 5. cenozonu (santon-donji kampan).

Luperto-Sinni (1976, str. 311, tab. 37—42) prikazala je grupu orbitolinida iz slojeva sa keramosferinama u provinciji Murdje (JZ od Barija). Skupina ostalih foraminifera skoro je identična onoj u keramosferinskim slojevima Brača. Fleury (1970) je takođe prikazao sličnu skupinu iz lokaliteta Klokova u Grčkoj. Isti autor (1980, str. 45) izdvaja »zonu sa orbitolinidama K i *Moncharmontia apenninica* s. s.« neposredno ispod »zone sa rapidiondnininama«, a pripisuje je donjem kampanu. U proučavanim serijama Grčke, grupa »orbitolinida K« javlja se počevši od vrha santona kroz veći dio donjeg kampana. Valja pomenuti da grčkim serijama nivo sa *Orbitoides* cf. *tissoti* dolazi u donjem dijelu slojeva sa »orbitolinidama K« (Fleury, 1980, str. 44, sl. 8) gdje iščezavaju keramosferine. Orbitolinide se, takođe, javljaju u senonu istočnog Brača: u višem dijelu slojeva sa keramosferinama, ali i nakon njihovog iščezavanja. U Pučišćima se rijetke orbitolinide nalaze samo u bazi formacije Brač (neposredno preko krečnjaka sa sabinijama).

Pomenuto je da se potonje keramosferine javljaju oko sloja sa *Distefanella* cf. *radoicicae*[10*] — a to je u ovom dijelu Brača karakterističan nivo praćen i u priobalnom pojasu okoline Pučišća, gdje obilježava početak formacije Brač. U foraminiferskoj zajednici nakon potonjih keramosferina nema značajnijih promjena (tabela 2: foraminiferi obilježeni zvjezdicom) te iščezavanje ove vrste ne bismo mogli vezati za ekološke motive. U tom dijelu stuba, naizmjenično sa foraminiferskim i rudistnim krečnjacima, javljaju se i krečnjaci sa cijanoficeama i diskorbidima-rotalinama, što takođe govori o pripadnosti postkeramosferinskih slojeva formaciji Brač.

Sumirajući izložene podatke došle smo do zaključka da se *Keramosphaerina tergestina* na Braču pojavljuje, najvjerovatnije, u gornjem santonu, a da do njenog iščezavanja dolazi u toku gornjeg kampana. Finija biostratigrafska proučavanja sedimenata ispod prvih keramosferina, kao i slojeva mlađih od keramosferinskih, doprinijeće preciznijem datiranju momenta pojavljivanja i iščezavanja ove vrste u seriji Brača.

Slojevi sa keramosferinama dio su facijalno homogene sukcesije koja se ambijentalno razlikuje od istovremenih sedimenata (dio Dol formacija i formacija Pučišća) u Pučišćima. Deponovani su u unutrašnjim prostorima djelimično do znatno otvorene karbonatne platforme. Ovu sukcesiju karakteriše prisustvo rudistnih biostroma kombinovanog tipa: sa rasutim izolovanim individuama, rjeđim ili guščim asocijacijama rudista i rudistnim čestarima, kao i velika raznovrsnost biota (to je najraznovrsnija biota u čitavoj krednoj seriji Brača). Smatramo da na osnovu profila u Voščici (ili, eventualno u okolini Povalja) treba definisati formaciju Voščica, koja će, najvjerovatnije, obuhvatiti i sedimente nešto starije od onih sa keramosferinama.

F o r a m i n i f e r i :

*Accordiella conica**
Biconcava cf. *bentori*
Bolivinopsis sp.
Cuneolina sp.
Coxites sp.*
Dicyclina schlumbergeri
Dicyclina sp.*
Dictyopsella sp.
*Discorbidae**
Gaudillaupidina
Lituola cf. *grandis*··
Marsonella trochus
*Minouxia lobata**
"Moncharmontia" sp.*
?Murciella sp.
Murgella lata
Nubecularidae*
*Nummofalotia apula**
Nummoloculina robusta
Nummoloculina sp.
Operculina sp.*
Orbitolinidae*···
Pararotalia tuberculifera
Plancrbulina cretae··
Pseudocyclammina massiliensis
*Pseudocyclammina sphaeroidea**
Reticulinella sp.*
Rotalia saxorum
Rotalia spp.
*Rotorbinella scarsellai**
*Scandonea mediterranea**
*Stensioina surrentina**
*Tetraminouxia gibosa**
Trochammina spp.

A l g a e :

*Aeolisaccus kotori**
*Bacinella irregularis**
"Cayeuxia" sp.*
*Girvanella**
*Thaum. parvovesiculifera**
*Vermiporella tenuipora**

M a k r o f o s i l i :

Anthozoa*
Cladocoropsis cf. *mirabilis**
Stromatoporoidi*
Acteonella sp.
Nerinea spp.
Gastropoda div. gen.*
Plagioptychus sp.
*Bournonia adriatica**
Bournonia excavata
Bournonia wiontzeki
Fundinia biscopulata
Gorjanovicia acuticostata
Hippurites bioculatus
Hippurites colliciatus
Hippurites heritschi
Hipp. matheroni aff. *montsecana*
Hippurites vesiculosus
Lapeirouseia spp.
Pseudopolyconites sp.
Radiolites angeiodes
Radiolites nouleti
Rajka pejovicae
Rajka spinosa
Vaccinites atheniensis
Vaccinites braciensis
Vaccinites loftusi
Vaccinites sulcatissimus



Sl. 8. Kamenolom u Pučišćima (formacija Pučišća) snimljen 1963. godine. U gornjem dijelu kamenoloma veoma se lijepo vide najstariji sedimenti (dolomiti i krečnjaci) formacije Brač

Fig. 8. Quarry in Pučišća (Pučišća Formation) taken in 1963. In the upper part of the quarry are well visible the oldest deposits (dolomites and limestones) of the Brač Formation

Kalkareniti formacije Pučišća deponovani su u prostranom zasprudnom ulegnuću koje je ispunjavano bioklastičnim materijalom, uglavnom rudistnim detritusom, sa rudistnog spruda (banka) koji se nalazio neposredno eksternije.

Detaljnija biostratigrafska proučavanja senona istočnog Brača neophodna su radi daljeg rasvjetljavanja odnosa formacija Pučišća i Voščice, koje se, izgleda, u tom dijelu Brača miješaju ili samo djelimično miješaju. Prema geološkoj karti Nastića i dr. (1957/58), krečnjaci Voščice leže preko »sprudne facije« tj. preko »pironejsko-sabinijskih« slojeva, ali su negdje prikazani i kao dijelom lateralni ekvivalenti.

Tabela 2. Foraminiferi, alge i makrofosili u slojevima sa keramosferinama na istočnom Braču (prema raspoloživim podacima)

Table 2. Foraminifers, algae and macrofossils in beds with keramosphaerinas in eastern Brač (according to available data)

* vrste koje se javljaju i nakon iščezavanja keramosferina — species which occur also after disappearance of keramosphaerinas

** vrste nađene samo u gornjem dijelu ovih slojeva — species found only in the upper part of these beds

*** u slojevima oko ili neposredno iza potonjih keramosferina, u grupi orbitolinida javlja se i *Abrardia mossae* (u smislu Luperto-Sinni) — species found around or immediately after the mentioned keramosphaerinas; in the group of orbitolinids appears also *Abrardia mossae* (in the sense of Luperto-Sinni)

Događaji koji su se odigrali tokom gornjeg kampana doveli su do promjena rezultata kojih je najmlađa kredna formacija izrazito regresivnog karaktera — formacija Brač. Granica izmedju formacija Pučišća i Brača veoma je jasna u čitavom pojasu od sjeverozapadnog kraja ostrva, pa sve do Povalja (sl. 8). Donja granica Brač formacije istočno od Povalja nije u istoj mjeri uočljiva (sudeći prema informativnom promatranju tog dijela serije) prvenstveno zbog facijalnih karakteristika podinske Voščica formacije, ali i zbog unekoliko izmijenjenih odlika same Brač formacije (što se zapaža idući postupno prema istočnom kraju ostrva). Učestalo smenjivanje sredina počevši od gornjeg kampana odrazilo se osobito na rudistnu faunu u kojoj su sve češće giropleure. Prema uvidu koji ne možemo smatrati zadovoljavajućim, u sukcesiji mlađoj od »pironejsko-sabinijskih« slojeva (formacija Brač: viši ili najviši kampan i mastriht) pored giropleura javljaju se *Bournonia adriatica, Bournonia bournoni, Bournonia fourtaui, Bournonia* sp., *Distefanella* cf. *radoicicae, Lapeirouseia crateriformis, Lapeirousella orientalis, Praeradiolites boucheroni, Pseudopolyconites* spp., *Plagioptychus* sp., *Radiolitella maestrichtiana, Radiolites squamosus* i *Vaccinites* sp.

Sedimenti otkriveni u jugoistočnom obalnom pojasu Brača, od krajnje istočnog rta ostrva preko Sumartina do Hrvatske luke, prema pomenutoj geološkoj karti, treba takodje da pripadaju formaciji Brač, i to njenom starijem dijelu (nepotpun razvoj formacije, kao u području izmedju Supetra i Spliske).

Pogovor

Mišljenje da je *Pironaea milovanovici* kao najmlađi član evolutivnog niza pironea, karakterističan fosil gornjeg mastrihta održalo se dugo, prije svega zbog toga što su proučavani slojevi sa pironeama u unutrašnjim Dinaridima i istočnoj Srbiji mastrihtske starosti (pominju se uz *Omphalocyclus macroporus*, druge orbitoidide i *Siderolites calcitrapoides*). Na Braču je nađena u sedimentima starijim od višeg gornjeg kampana (ako bi se prihvatila neka od pomenutih mogućih interpretacija, moglo bi se govoriti o njihovoj donjokampanskoj starosti, ili o tome da su to čak slojevi najvišeg santona-donjeg kampana). Zaključak je, dakle, da su se pironee pojavile znatno ranije, što je slučaj i sa baretijama. Njihovo vertikalno rasprostranjenje je kampan i mastriht. Rod *Colveraia* Klinghardt takođe je istog stratigrafskog raspona.

Veći broj foraminiferskih vrsta i rodova za koje se smatralo da iščezavaju prije mastrihta ovdje nalazimo čak u slojevima sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina mengaudi (Cuneolina, Moncharmontia apenninica compressa, Nummofalotia apula, Minouxia lobata, Tetraminouxia, Stensioina surrentina).* Interesantno je da u inače veoma sličnim serijama zone Gavrovo-Tripolitza u Grčkoj neke od ovih vrsta iščezavaju znatno ranije (F e l u r y, 1980).

Primjedbe

1. Dobijeni na odredbu samo izolovani primjerci vrste *Keramosphaerina tergestina* Stache, uzeti su u prvo vrijeme, shodno S t a c h e u (R a d o i č i ć, 1958), kao fosili danskog kata u okviru gornje krede. Docnije, budući da su nađene sa rudistima, a pošavši od toga da su pironejski slojevi mastrihtske

starosti, keramosferine su smatrane mastrihtskim fosilima (Radoičić, 1960; Pejović et Radoičić, 1968), premda je ubrzo postalo jasno da su, kao i krečnjaci sa pironeama Brača, stariji od mastrihta.

2. Taumatoporele se javljaju (mjestimično čak veoma učestale) kroz čitavu seriju gornje krede Brača. U daljem tekstu, prilikom nabrajanja fosila, uglavnom ćemo ih ignorisati (kao i ostrakode).

3. Kamenolom u Pučišćima (sl. 8) je danas nakon više od dvadeset godina, znatno proširen. Ako bi bio otkriven najviši dio Dol i stariji dio Pučišća formacije, to bila bi prilika da se detaljno prouči taj dio senonskog stuba.

4. Presjeci foraminifera koji podsjećaju na vrstu *Moncharmontia apenninica compressa*, po mišljenju De Castro-a (usmeno saopštenje) ne pripadaju rodu *Moncharmontia*.

5. *Rhynchonella difformis globata* Arnaud javlja se u tipskoj oblasti (Charente, Francuska) u santonu i kampanu (Fage, 1934).

6. Rijetki presjeci cjevčica u kojima su vidljive pore pokazali su da je u pitanju ova vrsta (pore najčešće nisu vidljive, pa bi se reklo da su to neki krupni eolisakusi). De Castro (1974) iz slojeva približno iste starosti pominje krupne eolisakuse, te je moguće da su i to loše očuvane vermiporele.

7. Christodoulou je (1972) prikazao ovu vrstu iz slojeva sa *Rhapydionina liburnica* i *Laffiteina* sp. na ostrvu Kastelorizo (Dodekaneska ostrva, Mala Azija, Grčka). Fleury (1973) pominje istu vrstu takođe u slojevima sa *Rh. liburnica* i *Laffiteina mengaudi* u zoni Gavrovo—Tripolitza u Grčkoj. Nakon revizije tipske *Broeckinella arabica* Henson, Cherchi et Schroeder (1978) zaključili su da ovaj mastrihtski foraminifer ne pripada vrsti *Broeckinella arabica*.

8. Kada se govori o najstarijim paleogenim sedimentima, valja reći da postoji izvjesna razlika između profila na krajnjem zapadu ostrva i onog u okolini Supetra. Zabilježićemo i to da je u prvim paleogenim slojevima okoline Supetra nadjen *Cretacicladus* cf. *minervini* Luperto-Sinni.

9. Valja naglasiti da se vrsta *Keramosphaerina tergestina* Stache pominje u plitkovodnim sedimentima platformnog tipa u himalajskoj oblasti Kine, ali u sedimentima paleogena — tj. »Pre middle Eocene« (Yuntong et al., 1979, str. 42). Vjerovatno je u ovom slučaju riječ o stratigrafskoj interpretaciji u smislu Stache-a.

10. *Distefanella* cf. *radoicicae* zasad je na Bračů nađena samo u bazi formacije Brač, u gornjem kampanu, dok je na Hvaru (bez uvida u stratigrafski stub senona) pripisana starijem senonu. Ustvari, vertikalno rasprostranjenje ove distefanele treba tek da se utvrdi.

Contribution to the study of Upper Cretaceous stratigraphy of Brač

Preliminary biostratigraphic data concerning a part of the Upper Cretaceous series of the island of Brač were presented twenty years ago (Pejović et Radoičić, 1968), but some of the available data have soon indicated the need for a revision of the given stratigraphic scheme which assumed Maastrichtian age of the limestone with *Pironaea milovanovici* (and the consequent inference of Maastrichtian age for beds with *Keramosphaerina tergestina*). More

detailed investigation in the island, unfortunately, was not continued as planned. However, using the same material, the stratigraphy of the Upper Senonian of Brač is scrutinized today in a different light (including correction of some of the earlier concepts). The present note is generally concerned with foraminiferal and rudist faunas from certain sediments in northern Brač. Also the biostratigraphy of the Cretaceous succession in SW Brač is presented. The characteristics of several formations yet to be introduced are outlined (Milna Fm., Vid Fm., Pučišća Fm., Brač Fm. and Voščica Fm.)

The biostratigraphic review of the intermediate part of the Upper Cretaceous series in SW Brač is given, using a section north-east of Milna which covers about 500 meters of the column (Fig. 3). Biostratigraphy of a part of the Senonian in northern Brač is described from an insight in biota of sediments in sections near Pučišća, Sutivan, Supetar-Spliska area, east of Povlja and at Voščica (Fig. 7).

Pučišća. From Pučišća to the northern coast of the island, are outcropping:

(1) Semipelagic or prevalently semipelagic limestones with infrequent pelagic microfossils *(Globotruncana linneiana, Marginotruncana coronata, Pithonella multicava, Pithonella ovalis, Stomiosphaera)*, also bearing ostreids — *Pycnodonta* cf. *vesicularis* — trough the upper part; the **Dol Formation.**

(2) Skeletal, rudist packstone, grainstone-floodstone of the **Pučišća Formation** (rudist fauna in this formation from three localities is given in Table 1).

Sediments of the Pučišća Formation deposited in a spacious back reef depression which had been filled with bioclastic material from the rudist bank. A rudist bank in situ, with Pironaeae and Sabiniae, has not been known in Brač; it was externally located, marking the northern platform margin. The lower part of the formation (insufficiently uncovered here) seems to include locally biostrome type sediments (cf. Voščica Formation).

(3) The oldest beds of clearly regressive limestone-dolomite formation — the **Brač Formation,** which is more exposed toward the west (Fig. 1).

The Brač Formation is characterized by an alternating succession of environmentally various shallow water sediments, from subtidal (periodically stronger circulation) to supratidal, from purely marine to brackish or nearly freshwater, more frequent upward in the formation. Lateral facial changes are one of the Brač Formation characteristics. The incomplete development of the formation, like that near Supetar and Spliska, is a result of an early emergence.

Supetar-Spliska. Between the Pučišća Formation and the Palaeogene deposits in the Supetar-Spliska area, only the older member of the Brač Formation is developed: beds with *Murciella* and *Raadshoovenia* (Fleury's zone with Rhapydionininae) where, in the topmost part, the Maastrichtian dasyclad *Cymopolia anadiomenea* was found.

The Cretaceous Palaeogene boundary is marked by a bauxite occurrence. The uppermost Cretaceous limestone is much recrystallized and very karstifield (bauxite occurs in pockets and fractures). This space must have emerged in the Lower Maastrichtian. Before the deposition of bauxite (Palaeocene), karstified Cretaceous limestones were exposed to freshwater algal action, mostly that of *Microcodium* which used fracture paths and desiccation pores to penetrate quite deep into the Cretaceous basement.

Sutivan area. The Brač Formation is fully developed in the northwest of the island: its older member — beds with *Raadshoovenia* and *Murciella*, and the younger member — beds with *Rhapydionina liburnica, Laffiteina mengaudi* and *»Broeckinella arabica«* (Flery's zone with Rhapydionininae and zone with *Rhapydionina liburnica and Laffiteina mengaudi).* A break in sedimentation is supposed in the Upper Maastrichtian.

With the exception of *Gyropleura*, rudist are less common in the Brač Formation sediments near Sutivan. Beds of this formation (for the considered localities) bear *Bournonia adriatica, B. bournoni, B. fourtaui, Distefanella* cf. *radoicicae, Lapeirouseia crateriformis, Lapeirousella orientalis, Praeradiolites boucheroni, Pseudopolyconites* spp., *Radiolitella maestrichtiana, Radiolites squamosus, Vaccinites* sp., *Plagioptychus* sp.

Povlja—Voščica. *Keramosphaerina tergestina* is a very common fossil in a part of the series in eastern Brač. A smaller part of the column, below the first Keramosphaerinae is observed only in a locality east of Povlja. These are limestones with *Rhynchonella difformis globata* and abundant pelecypods, then grainstone with *Accordiella conica, Biconcava* cf. *bentori, Moncharmontia apenninica compressa, Pseudocyclammina sphaeroidea, Scandonea mediterranea* and others.

Foraminiferal and rudist fauna from the beds with Keramosphaerinae is given in Table 2.

Last Keramosphaerinae occur around the bed with *Distefanella* cf. *radoicicae* which is the marker level in this Brač area, traced also in the coastal belt near Pučišća where it marks the lowermost bed of the Brač Formation. Variations in the foraminiferal community, after the last Keramosphaerinae, are insignificant, therefore the disappearance of this species cannot be associated with ecological reasons. *Keramosphaerina tergestina* occurs in the Senonian series of the Brač probably in the Upper Santonian, and disappears during the Upper Campanian.

Beds with *Keramosphaerina tergestina* are a part of the facially homogenous succession, which environmentally differs from the contemporary sediments at Pučišća (part of the Dol Formation and the Pučišća Formation). They are deposited in the areas of partly to considerably open carbonate platform. The succession is characterized by rudist biostromes: scattered isolated individuals, thinner or denser associations and rudist thickets, and a great diversity of biota. Using the section at Voščica, it is proposed to introduce the Voščica Formation, which will probably include also the sediments somewhat older than those with *Keramosphaerina.*

Among rudist fauna, *Pironaea* is considered a stratigraphically extremly important genus. There are two reasons for this: the considerable geographic distribution (Iran, Turkey, Greece, Bulgaria, Yugoslavia, Italy, Spain, North Africa) and the "evolutionary stage" which was believed to allow a tripartite division of the Maastrichtian (Milovanović, 1935, 1960). Since the beds with *Pironaea* are overlain (in Brač) with a large part of the column, limestones with *Pironaea milovanovici* (Upper Maastrichtian) were considered Middle Maastrichtian (Pejović et Radoičić, 1968). But this did not help solving other problems: the species *Vaccinites atheniensis* had to be given a wider

range *Pironaea* seemed to be an absolutely stronger stratigraphic argument), which decided the age definition of the beds with *Keramosphaerina tergestina*.

Vaccinites atheniensis occurs in Santonian sediments (Middle-Upper) in SW Brač, and in lower beds with *Keramosphaerina* in eastern Brač areas. Hence, the distribution of this species on the island of Brač is Upper Santonian-Lower Campanian.

While the occurrence of *Orbitoides tissoti* falls in the Upper Santonian, it is considered here to mark a level in the Upper Campanian. *Pironaea milovanovici* occurs, on Brač, in beds which are positively older than the uppermost Campanian. If one of other possible interpretations were accepted (e. g. that *Orbitoides tissoti* here was Lower Campanian), then the Lower Campanian age of limestone with *Pironaea milovanovici* could be considered, or even the uppermost Santonian-Lower Campanian age. Hence the conclusion that genus *Pironaea*, like genus *Barrettia*, appeared much earlier; their stratigraphic range is Campanian and Maastrichtian. The same range is shared by the genus *Colveraia*.

A number of foraminiferal species considered to disappear before the Maastrichtian are found here even in beds with *Rhapydionina liburnica* and *Laffiteina mengaudi* (*Cuneolina, Moncharmontia apenninica compressa, Nummofalotia apula, Minouxia lobata, Tetraminouxia, Stensioina surrentina* and others). It is noteworthy that some of these species, in similar series of Gavrovo-Tripolitza zone in Greece, disappear much earlier.

Literatura

Bignot, G. 1966, Le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur de la region de Vremski Britof (Slovénie, Yugoslavie). Etude préliminaire. C. R. Acad. Sc. Paris, T. 262, Paris.

Bignot, G. 1967, Présence de *Murciella cuvillieri* Fourcade dans le Liburnien des environs de Trieste. C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 2, Paris.

Bignot, G. 1971, Contribution à l'étude des espèces liburniennes des genres *Rhapydionina* Stache 1913 et *Rhipidionina* Stache 1913. Rev. Microp. *13*, 4, Paris.

Bignot, G. 1972, Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. Trav. Lab. Micropal. Univ. Paris, VI, no 2, Paris.

Bignot, G. 1975, La transgression éocène et les terrains liburniens en Dalmatie septentrionale (Yougoslavie), Rev. Micropal. *8*, 1, Paris.

Bignot, G., Chorowicz, J. & Dupeuble, P. A. 1968 a, Précision stratigraphiques sur les formations du Crétacé supérieur et de l'Eocène au Nord de Split (Dalmatie, Yougoslavie). C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 6, Paris.

Bignot, G. & Guernet, C. 1968 b, L'âge de la transgression du Crétacé supérieur dans la region Larymna au Nord des lacs thébains (Grèce). Rev. Micropal., *10*, 4, Paris.

Bignot, G. & Cadet, J. P. 1972, Sur la stratigraphie des couches de passage du Crétacé au Tertiaire, le Liburnien de Dalmatie et d'Hercegovine méridionales (Yougoslavie). C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 7, Paris.

Buser, S. 1965, Starost plasti s *Keramosphaerina* (*Bradya*) *tergestina* (Stache) v slovenskih Dinaridih. Geologija *8*, Ljubljana.

Cherchi, A. & Schroeder, R. 1978, Revision of the type of *Broeckinella arabica* Henson (Foram.) from Qatar Peninsula (Arabia). N. J. Geol. Paläont. M. H., *9*, Stuttgart.

Christodoulou, G. 1972, Observations on the geological structure of Kastelorizo Island (Dodecanesus) and the age of its limestones. Bull. of the Geol. Soc. of Greece, T. 9, Athens.

Combes, G. J., Fourcade, E., Masse, J. P. & Philip, J. 1981, Observations statigraphiques et paléontologiques sur la Crétacé de la zone du Parnasse (Grèce). Trav. du Com. int. pour l'étude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium 1981 (11), no 16. Ac. Youg. des Sc. et des Arts, Zagreb.

De Castro, P. 1974, Su alcune nuove miliolidi del Senoniano del Mediterraneo. Ist. Paleont. Univ. Napoli, publ. 54 (VI Colloque Africain de Micropaléontologie Tunis, 1974).

Ercegovac, M., Vitorović, D., Hollerbach, A. & Jelaska, V. 1981, Organopetrographic and organogeochemical characteristics of Upper Cretaceous limestones with bitumen of Splitska and Škrip (island Brač). In: Symposium "Complex Oil-geological Aspects for offshore and coastal Adriatic areas". JAZU, Radovi 2 SN, Ser. A, *8*, Proccedings I, Zagreb.

Fage, G. 1934, Les Rhynchonelles du Crétacé supérieur des Charentes. Bull. Soc. géol. France, s. 5, v. 4, Paris.

Farinacci, A. 1965, »*Laffiteina marsicana*«, nuova specie di Rotalide nel Calcare maestrichtiano a »*Rhapydionina liburnica*« di M. Taschio (Marsica). Riv. Ital. Pal. Str., *71*, fasc. 4, Milano.

Farinacci, A. & Radoičić, R. 1965, Correlazione fra serie giuresi e cretacea dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. Ric. Sci., T. 34 (II A), Roma.

Fleury, J. J. 1970, Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes bènthoniques du Klokova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Rev. Micropal. *13*, 1, Paris.

Fleury, J. J. 1973, Sur l'âge Crétacé terminal (Maastrichtien) des couches a *Rhapydionina liburnica* (Stache) de la zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale et Péloponèse), C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 4, Paris.

Fleury, J. J. 1977, Deux Rhapydioninae (Foraminifères, Alveolinidae) d'affinités américaines dans le Crétacé supérieur de Grèce (zone de Gavrovo-Tripolitza). Rev. Micropaléont., *20*/2, Paris.

Fleury, J. J. 1979, Le genre *Murciella* (Foraminifère, Alveolinidae) dans le Crétacé supérieur de Grèce (zone de Gavrovo-Tripolitza). Geobios, t. *12*/2, Lyon.

Fleury, J. J. 1980, Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. Soc. Géol. Nord. Publ. no. 4.

Fleury, J. J. 1984, *Senalveolina aubouini* n. gen. n. sp., Alveolinidae nouveau du Sénonien de Grèce. Rev. Micropaléont., *27*/3, Paris.

Fourcade, E. 1966, *Murciella cuvillieri* n. gen. n. sp. Nouveau Foraminifère du Sénonien supérieur du Sud-Est de l'Espagne. Rev. Micropaléont. vol. *9*/3, Paris.

Jelaska, V., Zupanič, J., Mamužić, P. & Polšak, A. 1981, Facijalne karakteristike senonskih »bituminoznih« karbonatnih naslaga kod Splitske (o. Brač). In: Excursion Guidebook, Symposia »Complex Oil-geological Aspects for Offshore and Coastal Adriatic Areas«. JAZU, Radovi ZSN, Ser. A, *8*, Zagreb.

Jelaska, V. & Ogorelec, B. (with contribution by M. Ercegovac) 1983, The Upper Cretaceous depositional Environments of the Carbonate Platform on the island of Brač. Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides; Excursion Guide-book, 4th I.A.S. Regional Meeting, Split 1983, Zagreb.

Luperto-Sinni, E. 1976. Microfossili senoniani delle Murge. Riv. Ital. Paleont., *82*, no 2, Milano.

Mamužić, P., Korolija, B., Grimani, M. & Šimunić, A. 1983, Geološki stup kroz naslage krede (raspona g. cenoman-d. senon) središnjeg dijela poluotoka Pelješca. Geol. vjesnik, *36*, Zagreb.

Milovanović, B. 1935, Rudistna fauna Jugoslavije II. Geol. anali B. P. knj. XII, sv. 2, Beograd.

Milovanović, B. 1957, Paralelizacija gornjeg senona na osnovu rudista i foraminifera. II Kongres geologa Jugoslavije, Sarajevo.

Milovanović, B. 1960, Stratigraphie du Sénonien dans les Dinarides Yougoslaves d'après les Rudistes. Bull. Soc. géol. France, ser. 7, t. II, Paris.

Milovanović, B. 1984, Dva rudistna roda iz Dinarida. Vesnik Zavoda za geol. geof. istraž. ser. A, knj. XLII, Beograd.

Milovanović, B. & Grubić, A. 1969, Gornji senon sa rudistima u Dinaridima (Vrbovački slojevi). III Simpozij Dinarske asocijacije, Zagreb.

Nastić, V. 1958, Vodoistražni radovi na ostrvu Braču. Knj. I. F. s. d. Zavoda za geol. geof. istraž., Beograd.

Nastić, V., Josipović, J., Novakovski, T., Čubrilović, P. & Čubraković, V. 1957 58, Geološka karta ostrva Brača 1 : 25.000. F. s. d. Zavoda za geol. geof. istraž., Beograd.

Pejović, D. 1970, Two new Species of Rudists from the Maastricht Sediments of the Island of Brač. Bull. scientif., Sect. A, t. 15, no 7—8, Zagreb.

Pejović, D. 1984, On the Upper Valve of Rudists with Revision and Amendation of Some Genera. Bulletin T. LXXXVI de l'Acad. Serbe des Sciences et des Arts, Classe Sci. nat. et math., Sci. nat. no 25, Beograd.

Pejović, D. 1986, New Bournonias from the Senonian of Brač. Bull. Acad. Serbe des Sciences et des Arts. Classe Sci. nat. et math., Sci. nat. *28*, Beograd (u štampi — in press).

Pejović, D. & Radoičić, R. 1968, Prilog biostratigrafiji najmlađeg senona na ostrvu Braču. Prvi Kolokvij o geologiji Dinaridov 1966, I, Ljubljana.

Polšak, A. 1963, Stratigrafija krednih naslaga područja Ličke Plješivice i Plitvičkih jezera. Geološki vjesnik, *15* 2, Zagreb.

Polšak, A. 1967, Kredna makrofauna južne Istre. Paleont. jugoslav. *8*, Zagreb.

Polšak, A. 1970, O problemima interpretacije stratigrafije gornje krede u Dinaridima na temelju makrofosila. VII Kongres geologa SFR Jugoslavije 1970, 1, Zagreb.

Polšak, A. & Mamužić, P. 1969, Nova nalazišta rudista u gornjoj kredi Vanjskih dinarida, Geološki vjesnik, *22*, Zagreb.

Radoičić, R. 1958, Izvještaj o mikropaleontološkoj analizi krečnjaka Brača. F. s. d. Zavoda za geol. geof. istraž., Beograd.

Radoičić, R. 1960, Mikrofacije krede i starijeg tercijara spoljašnjih Dinarida Jugoslavije. Paleont. jug. Dinarida, A, 1, Titograd.

Sladić-Trifunović, M. 1966 67 a, Paleontološke osobine vrste *Hippurites atheniensis* Ktenas. Zbornik Rud. geol. fak., *9—10*, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1966 67 b, O pironeama sa ostrva Brača. Zbornik Rud. geol. fak., *9—10*, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1967, *Hippurites braciensis* n. sp. i biostratigrafski značaj nekih senonskih hipurita. Geol. anali B. P., knj. XXXIII 2, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1969, *Hippurites conicus* i *Hippurites conicus adriaticus* n. subsp. Geol. anali B. P., knj. XXXIV, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1978, *Hippurites heritschi* i mastrihtski rudistni nivoi u senonu kod St. Bartholoma (Kainachbecken, Austrija). Geol. anali B. P., knj. XLVI, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1979/80, Pseudopolikoniti i kolveraje iz mastrihta Podjarda (Poggiardo) u Apuliji. Geol. anali B. P. knj. XLIII—XLIV, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1981, Prvi nalazak rudistnog roda *Colveraia* u mastrihtu Jugoslavije (ostrva Brač i Hvar). Geol. anali B. P. knj. XLV, Beograd.

Sladić-Trifunović, M. 1983, Paleontološke karakteristike i biostratigrafski značaj pseudopolikonita. Geol. anali B. P. knj. XLVII, Beograd.

Šebečić, B. 1980, Problemi migracije i akumulacije ugljikovodika i naftnogeološke osobine karbonatnih naslaga Dinarida (hipotetski trendovi migracije ugljikovodika). Nafta, *31* 2, Zagreb.

Yuntong, L., Yizhen, L., Daning, W., Mengrong, S., Xiuyu, S., Chongyou, W. & Shijie, W. 1979, The Tetiary Sistem of China, in: Stratigraphy of China. Second All-China Stratigraphic Congress, 1979, Beÿing.

GEOLOGIJA *28/29*, 151—155 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.736:56.02(497.13)=863

Razširjenost vrste *Tanchintongia ogulineci* na Velebitu

Distribution of the bivalve species *Tanchintongia ogulineci* in Velebit

Vanda Kochansky-Devidé
Rakovčeva ul. 5, 41000 Zagreb

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

Kratka vsebina

Project 5

Školjka *Tanchintongia ogulineci*, določena prvič leta 1978 v 2. coni permijskega apnenca velebitske karbonatne serije, je bila najdena še drugje v enakem apnencu, pa tudi v temno sivem, belo pikastem dolomitu. Apnenec spada v zgornjekungurijsko stopnjo, dolomit pa v razpon zgornji artinskij-spodnji kungurij. V pikastem dolomitu se da razlikovati več fosilifernih con. V 2. coni permijskega apnenca, imenovani tudi cona s *Neoschwagerina craticulifera*, sta bila najdena še greben morskih gob in novo najdišče številnih brahiopodov.

Abstract

Tanchintongia ogulineci was determined 1978 from the 2nd limestone zone of the Permian Velebit carbonate series. Beside the type locality some other occurrences were found now in the same rock as well as in a dark gray, white-dotted dolomite variety. The limestone belongs to the Upper Kungurian stage, while the stratigraphic range of the dolomite is Upper Artinskian-Lower Kungurian. Different fossiliferous zones could be distinguished in the dotted dolomite. A sponge-reef and a new brachiopod occurrence have been found in the 2nd zone of Parmian limestone, otherwise also designated after *Neoschwagerina craticulifera*.

Ko sva se pripravljala na 16. mikropaleontološki kolokvij, sva si ponovno ogledala fosilonosne permijske sedimentne kamnine v Brušanih in Baških Oštarijah. Pri drugem ogledu je sodelovala Zora Velimirović, mikropaleontologinja Industroprojekta (Zagreb). Po kolokvijski ekskurziji sta preučevala omenjeni razvoj permijskih plasti prof. dr. F. Kahler (Celovec) in asistentka J. Sremac (Zagreb). Za sodelovanje se vsem lepo zahvaljujeva.

Detajlne geološke karte okolice Brušanov in Oštarij, ki jih je objavil S a l o p e k (1942), so za to območje še vedno zanesljive in po novih raziskovanjih so nastale le majhne razlike.

Velebitski permij je svetovno znan po bogatem razvoju in fosilih. Na debeloklastični pisani »seriji Košna« z vložki apnenca, — ki potrjujejo korelacijo plasti Košna s trogkofelskim razvojem »ortneškega tipa« — leži serija dolomita in apnenca, debela okrog 900 m, ki se deli na tri cone apnenca, ločene z različki dolomita. Permijska karbonatna serija Velebita se začne z ozko cono temno sivega in črnega apnenca z vrsto *Eoverbeekina salopeki* Kochansky-Devidé. Sledita temno sivi pikasti dolomit in svetli saharoidni dolomit, ki vsebuje vložke druge in tretje cone črnega apnenca z vrstama *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager) in *Yabeina syrthalis* (Douvillé). Vrhnje, najdebelejše plasti sivega dolomita, tako imenovanega mejnega dolomita, so siromašne s fosili in postopoma prehajajo v spodnjetriasni dolomit.

Velika školjka *Tanchintongia* (= *Shikamaia*?) *ogulineci* Kochansky-Devidé je v velebitskem permiju bolj razširjena, kot je bilo prvič objavljeno (Kochansky-Devidé, 1978). Razen bogatega tipskega najdišča na koti 1001 severozahodno od Crnih Gred nad cesto Brušane-Oštarije je pri Brušanih še eno bogato najdišče, in sicer pod mostom v strugi potoka Suvaja južno od brušanske cerkve. Nanj je opozoril geolog J. Ogulinec, potem ko je bil opis vrste že objavljen. Nadalje je J. Sremac tanhintongijo našla v zgornjem delu jarka Milašnovac severozahodno od kote 820. Preseki manjših primerkov pa se najdejo tudi drugje v drugi coni permijskega apnenca z vrsto *Neoschwagerina craticulifera*, npr. ob glavni cesti Brušane-Baške Oštarije, na kraju, kjer apnenec druge cone prehaja čez cesto zahodno od kote 907 m. Posamezni preseki tanhintongije se dobe v široki golici Kalvarije pod Velnačko glavico v Brušanih.

Vsa najdišča, navedena zgoraj, leže v drugi coni permijskega apnenca. Ob cesti Brušane-Oštarije pa je bila *Tanchintongia* najdena tudi v pikastem dolomitu, in sicer v Paripovem jarku, ki je izmed vseh jarkov najgloblji, ker je na prečnem prelomu. Starost pikastega dolomita je zgornji artinskij-spodnji kungurij (=chihsij po novi razdelitvi). Po alpski razdelitvi ustreza ta uvrstitev zgornjim trogkofelskim do spodnjim grödenskim plastem. Genotip roda *Tanchintongia* je spodnjepermijski, medtem ko izvira *T. ogulineci* iz druge cone apnenca, ki spada po starosti v zgornji kungurij in ustreza srednjim grödenskim plastem v Alpah. Zato sva pomislila, da je dolomitna vrsta morda starejša od vrste *T. ogulineci*. Toda tipični veliki primerek dokazuje, da gre tudi tu za vrsto *T. ogulineci*.

Boyd et Newell (1979, 7) mislita, da je *Tanchintongia* kongenerična s školjko *Shikamaia* Ozaki, 1968. Podobne permijske velike grebenske školjke so v zadnjih 12 letih opisane iz Akasake na Japonskem, iz Afganistana, Malezije, Tunisa, Irana in s Krete v Grčiji. Ker so ostanki slabo ohranjeni, bo potrebna revizija — kot pri litiotidah — ko bodo najdeni lepo ohranjeni primerki.

Od kote 842 pri Paripovem jarku ob cesti proti Brušanom lahko sledimo zaporedju fosilonosnih con pikastega dolomita na dolžini kakih 250 m. Na začetku profila se razteza prečni prelom. V spodnjem delu zelo strmih plasti nahajamo v debelini nekaj metrov preseke alge *Permocalculus fragilis* (Pia), nato pa cono belih kristalastih pik, debelo deset metrov; v pikah prevladujejo micije, vmes bi lahko bile tudi sferoidne fuzulinide rodov *Staffella*, *Sphaerulina* in *Eoverbeekina*. Po desetih praznih metrih sledi cona dolomita s koralo *Waagenophyllum* sp. (n. sp.?), debela 20 m. O grebenskem razvoju ne bi mogli

govoriti, ker plasti niso debelejše kot drugje. Poleg tega sestavlja tudi ta vrsta roda *Waagenophyllum* povsem rahle prstaste kolonije; čaše so precej oddaljene druga od druge, leže navadno posamezno v kamnini in nikakršnih ostankov drugih grebenskih organizmov ni opaziti. Po kratkem presledku brez fosilov sledi ozka cona z ostanki alg gimnokodiacej in po ponovnem presledku fosilov cona velikih kristalastih belih pik, debela en do dva metra. Zelo redke so zaobljene rombične pike, ki bi po obliki in velikosti ustrezale aksialnim presekom neošvagerin. Takšne velike bele pike opazujemo ponekod v temnem dolomitu že prej, vendar jih v seznamu fosilov pikastega dolomita Kochansky-Devidé (1965, 106) ni navedla, ker jih ni našla nikjer v tako velikem številu kakor tu. Tako je zgodnji razvoj neošvagerin vsekakor nenavaden in je prava škoda, da se jih ne dá določiti. V vrhnjem delu temnega dolomita najdemo ob cesti tipični pikasti dolomit z majhnimi kristalastimi pikami micij in stafelid, kakršnega imamo na začetku cone in pri Škvadri v Brušanih. Gosto drobno pikasti dolomit pod belim saharoidnim dolomitom se je pokazal pod aluvialnimi naplavinami tudi pri kopanju temeljev za hotel in ribogojnico v Škvadri.

S primerki bogato permijsko brahiopodno favno je začel določevati Salopek (1942). Sedaj je ta taksonomsko obdelana in obdelava je v tisku (Sremac, 1986). Favna izvira večinoma iz enega najdišča v drugi coni permijskega apnenca nad dolino potoka Milašnovac WNW od Brušanov. Tu so bile najdene v izoliranem bloku poleg brahiopodov, gastropodov in cefalopodov tudi grebenske oblike koral, morskih gob in briozojev. Tako bogata združba makrofosilov ni bila najdena nikjer drugje v coni apnenca. Leta 1968 se je ob razširitvi in delni rekonstrukciji ceste Brušane—Oštarije ter poznejši površinski eroziji tik ob cesti pokazala grebenska golica, polna različnih kalcispongij. Golica je široka okoli štiri metre in leži v spodnjem delu druge cone apnenca kakih pet metrov nad njeno podlago. V tem grebenu je še eno najdišče enakih brahiopodov kot nad potokom Milašnovac. Kakor tam, prevladuje tudi tu vrsta *Martinia velebitica* Sremac. Ti brahiopodi so se verjetno naseljevali na zavarovanem kraju za spongijskim grebenom ali pa so se mrtvi primerki kopičili na nagnjenem morskem dnu, omejenem s pregrado grebena; tako v Milašnovcu kakor tu je namreč bogastvo primerkov vezano na grebenske oblike. Tretje najdišče brahiopodov je na Crnih Gredah nad glavno cesto; ni grebenskega tipa in ni tanhintongij, vsebuje večinoma produktide.

Poseben problem pomeni sedimentologija dolomitno-apnenčaste serije srednjega in zgornjega permija, ki jo v tuji literaturi večkrat že imenujejo »velebitska«. Prav gotovo so vse dolomitne cone kakor tudi tri ozke cone apnenca in še dva lokalna pasova apnenca južno od Brušanov nastajali v plitvem morju, saj nikjer ne manjka zelena alga *Mizzia velebitana* Schubert, ki je obenem najpogostejši mikrofosil. Poleg nje nahajamo še druge dasikladaceje (*Mizzia, Vermiporella, Velebitella, Anthracoporella, Atractyliopsis, Salopekiella, Likanella, Eogoniolinopsis* in druge), torej gre v celotni seriji za povsem plitvo morje. Tu in tam so nakopičene gimnokodiaceje; to bi moglo pomeniti določeno poglobitev, ni pa nujno, ker drugod najdemo na Velebitu gimnokodiaceje skupaj z dasikladacejami. Samo zgornjepermijski dolomit, pikasti dolomit pa le lokalno, sta ponekod brečasta. Dolomitna breča je verjetno nastala ob prelomu. Drugi sedimenti so nastali v mirni vodi, lokalno v okolju turbiditnih tokov,

saj se v posameznih plasteh apnenca periodično na en do dva centimetra izmenjavata med seboj finozrnati in drobnozrnati material. Detajlno sedimentološko bi bilo treba raziskati posebno zanimivo medsebojno menjavanje skrilavega črnega bituminoznega apnenca, debelega dva do deset milimetrov, z debelo plastovitim apnencem, conalno bogatim s fosili. S sedimentološkega vidika je enako zanimivo kontinuirano menjavanje dolomita z apnencem brez prehodnih kamnin. Posebno pozornost zasluži plitvo morje, ki je tako dolgo trajalo na velikem prostoru.

Podrobno je bila na terenu in mikropaleontološko proučena permijsko-triasna meja, ki je najlepše razgaljena pod Velnačko glavico in pomeni postopen prehod med obema sistemoma (R a m o v š et K o c h a n s k y - D e v i d é, 1981).

Končno bi rada še enkrat opozorila, da sta osnovni nalogi v raziskovanju permija v Velebitu determinacija in analiza ostale makrofavne (gastropodov, cefalopodov, koral in spongij) ter podrobni sedimentološki študij celotnega permijskega sistema in posebej mlajšega karbonatnega zaporedja, tj. srednjega in zgornjega permija.

Distribution of the bivalve species *Tanchintongia ogulineci* in Velebit

Summary

New occurrences (5 localities) of the bivalve species *Tachintongia ogulineci* Kochansky-Devidé are recorded from the Permian limestone of the Upper Kungurian (= Chihsian) stage. This time the same species is evidenced also in a dark, white dotted dolomite. The stratigraphic range of the latter is Upper Artinskian-Lower Kungurian. Different fossiliferous zones could be recognized in the dotted dolomite exposed artificially in the section Paripov jarak-Brušane along the widened road Brušane-Oštarije. At the beginning of this section a transverse fault cuts the strata. There large sections of *Permocalculus fragilis* (Pia) occur followed by a zone of small white crystallized dots of *Mizzia* and alike small spheroidal fusulinids *(Staffella, Sphaerulina, Eoverbeekina).* The most developed zone is that of *Waagenophyllum* sp. (n. sp.?) twenty meters thick. After a narrow *Gymnocodium* zone a remarkable zone one to two meters thick follows showing abundant white dots resembling *Neoschwagerina* by size. Several rounded rhombic sections occur among them. At the top of the dark dolomite *Mizzia*-like dots appear again. All the fossiliferous zones are interbedded with barren intercalations.

Farther towards Brušane a sponge-reef was found in Permian limestone otherwise characterized by *Neoschwagerina craticulifera.* Brachiopods occur at the reef. They appear to have lived in the rear of the barrier-reef. Nevertheless their relicts might have accumulated on the sloping sea-floor. Brachiopods associated with sponges and corals have already been observed earlier in a limestone block lying northeast of the Milašnovac brook.

The *Mizzia* remains are abundant in both Middle and Upper Permian dolomite and limestone. This is good evidence of the deposition of the Velebite carbonate sequence in shallow water conditions.

Literatura

Boyd, D. W. & Nevell, N. D. 1979, Permian Pelecypods from Tunisia. Amer. Museum Novitates, 2686, 1—22, New York.

Kochansky-Devidé, V. 1965, Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Srednji i gornji perm. Acta geologica 5 (Salopekov zbornik); Prirodosl. istr. Jugosl. akad. *35*, 101—150, Zagreb.

Kochansky-Devidé, V. 1978, *Tanchintongia* — eine aberrante permische Bivalve in Europa. Paläont. Z. *52*, 3 4, 213—218, Stuttgart.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1981, Permian-Triassic boundary at Brušane Village in Velebit Mt. Geologija *24*/2, 327—330, Ljubljana.

Salopek, M. 1942, O gornjem paleozoiku Velebita u okolini Brušana i Baških Oštarija. Rad Hrvat. akad. znan. umj., Matem.-prir. razr. *247* (*85*), 218—272, Zagreb.

Sremac, J. 1986, Middle Permian Brachiopods from the Velebit Mt. (Croatia, Yugoslavia). Palaeont. jugosl. akad. *35*, Zagreb. (V tisku; in press).

GEOLOGIJA 28/29, 157—182 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.735.736.761:551.243(497.12)=863

Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja

A contribution to the knowledge of the geological structure of the Sava Folds and their southern border

Ivan Mlakar
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Karbonska skladovnica kamenin je razčlenjena v superpozicijske enote in podenote, znotraj narinjenih paleozojskih in pretežno karbonatnih mezozojskih plasti pa sta definirana prvi in drugi del dolskega nariva. Največja pozornost je namenjena razmeram v globini in na stiku med alohtonimi kameninami ter paravtohtonom. Ovrednotene so dosedanje interpretacije in nakazana nova rešitev tega problema.

Abstract

The Carboniferous succession of beds has been subdivided into superposing units and subunits. Within the overthrusting Paleozoic and mainly Mesozoic beds the first and the second part of the Dolsko overthrust have been defined. Most attention is allotted to the structure in the depth, and at the contact between the allochthon beds and the parautochthon. Evaluated are earlier interpretations, and a new solution of this problem proposed.

Uvod

V zvezi s problematiko skladiščenja zemeljskega plina na ozemlju SR Slovenije smo proučevali Posavske gube med Ljubljano in Litijo ter njihovo južno obrobje. Kritično smo pregledali literaturne podatke in zbrali številne nove informacije o geološki zgradbi tega prostora. Raziskave je omogočilo podjetje Petrol iz Ljubljane, za kar se mu najlepše zahvaljujemo.

Kratek pregled dosedanjih raziskav

Popoln seznam strokovne literature, ki se nanaša na območje listov Ribnica in Ljubljana, sta nanizala B u s e r (1974) in P r e m r u (1983) v tolmačih k omenjenima listoma. Opozorimo naj le na dela, ki so pomembna za interpretacijo zgradbe obravnavanega ozemlja.

Med najstarejšimi raziskovalci moramo omeniti Lipolda (1857) in Kossmata (1903, 1905, 1913). Winkler (1923) je podal tektonsko sintezo, ki zajema velik del slovenskega prostora, Tornquist (1929) pa se je ukvarjal predvsem z rudišči.

Po drugi svetovni vojni so tod raziskovali Germovšek (1955), Rakovec (1954, 1955), Ramovš (1954, 1955, 1963, 1965) in Grad (1961).

Zdaleč največ podatkov sta zbrala Buser (1965, 1969, 1974) in zlasti Premru (1974, 1975, 1976, 1980, 1983). Iz novejšega obdobja moramo omeniti še Kuščerjeve (1975) kritične pripombe k dosedanjim tektonskim interpretacijam tega ozemlja, tektonsko sintezo Mioča (1976, 1981) in poročila o geofizikalnih raziskavah, ki so jih opravili Ilotić v letu 1979 ter Ravnik in Vida leta 1984.

Metodika dela

Podatki o zgradbi obravnavanega ozemlja izpred druge svetovne vojne temelje na skopih in premalo natančnih geoloških informacijah, zato smo največjo pozornost namenili novejši literaturi.

Kot izhodišče za zbiranje novih podatkov so nam služile Osnovne geološke karte SFRJ, listi Kranj (Grad et Ferjančič, 1974, 1976) in Postojna (Pleničar, 1967, 1970), zlasti pa Ljubljana (Premru, 1983) in Ribnica (Buser, 1969, 1974) merila 1 : 100.000 s tolmači ter seveda neobjavljene karte merila 1 : 25.000, ki so bile osnova za izdelavo Osnovne geološke karte.

Poleg teh podatkov smo s pridom uporabili rezultate lastnih raziskav, ki smo jih v obdobju od leta 1980 do 1986 opravili na tem prostoru v zvezi s proučevanjem nekaterih rudišč svinca, cinka in barita. Tako razpolagamo z zelo natančnimi geološkimi kartami merila 1 : 5.000 (izdelanimi z metodo evidentiranja in kartiranja vseh izdankov) območij Pleše, Podlipoglav, Maljek in Besnica, izven obravnavanega prostora pa s kartami objektov Marija Reka, Trojane—Znojile, Češnjice, Zlatenek ter Ponoviče in Cirkuše. Pri interpretaciji razvoja karbonskih skladov (na kartah in v tolmačih k listom Ljubljana, Kranj in Ribnica so raziskovalci uporabljali oznako permokarbonske, torej permsko-karbonske plasti) smo upoštevali tudi izkušnje, zbrane na Idrijskem in Cerkljanskem ter na območju rudišča Žirovski vrh v preteklih letih.

Obsežno območje iz permsko-karbonskih skladov med Ljubljano, Litijo in Savo smo pregledali vzdolž vseh pomembnejših cest, nekaterih kolovozov in grap, saj se tod grupira večina izdankov. Pri tem so imeli seveda prednost profili, orientirani prečno na potek geoloških struktur, torej v smeri sever—jug. Podobno metodologijo smo uporabljali pri proučevanju južnega obrobja Posavskih gub med Igom, Grosupljem, Višnjo goro in Primskovim ter spet pazili zlasti na mesta, kjer smo si po podatkih Osnovne geološke karte obetali pomembnih informacij.

Med takimi lokacijami naj opozorimo na tiste, kjer se javljajo permsko-karbonske plasti sredi triasnih — karbonatnih skladov, stičišča prelomnih sistemov, problematičnih narivnih ploskev itd.

Kot osnovo za prikaz vseh zbranih podatkov oziroma tektonsko sintezo smo uporabili Osnovno geološko karto, spodnji del lista Ljubljana (Premru, 1983) in zgornji del lista Ribnica (Buser, 1969) pri čemer pa smo morali podatke

shematizirati, vendar karta še vedno prikazuje vse bistvene elemente zgradbe (sl. 1).

Na sliki 1 posebej opozarjamo na natančno proučena območja, omejujemo posamezne tektonske enote, poimenujemo prelome, pri deformacijah radialnega in tangencialnega tipa pa s posebnimi oznakami ločujemo podatke, privzete iz Osnovne geološke karte, od subjektivne interpretacije.

Na skrbno izbranih, karakterističnih regionalnih profilih A do E v smeri sever—jug prikazujemo odnose med različnimi tektonskimi enotami (sl. 2), na sliki 3 pa podajamo shematsko razčlenitev zgradbe.

Razvoj karbonskih skladov

V dosedanji geološki literaturi o Posavskih gubah se večina podatkov nanaša na sestav karbonskih kamenin, o njih razvoju, katerega poznavanje je predpogoj za reševanje strukturne problematike obravnavanega ozemlja, pa je precej manj podatkov.

Po ugotovitvah R a m o v š a (1954, 212) leži na skrilavcu peščenjak, nato pa konglomerat. R a k o v e c (1955, 15) govori o dveh horizontih, spodnjem pretežno iz glinastega skrilavca ter zgornjem iz kremenovega peščenjaka in konglomerata. Tudi G r a d (1961, 107) je menil, da sta peščenjak in konglomerat najmlajša med karbonskimi usedlinami.

Na podlagi razmer v zahodni Sloveniji, podatkov z natančno preiskanih območij v Zasavju ter terenskih obhodov je razvoj karbonskih skladov na obravnavanem prostoru naslednji.

Karbonsko skladovnico lahko razdelimo na tri enote prvega reda, ki smo jih označili z *a*, *b* in *c* (sl. 3). Brez natančnih sedimentoloških podatkov ne vemo, ali naj enote obravnavamo kot tri formacije ali kot člene ene in iste formacije. V tej razpravi govorimo o superpozicijskih enotah.

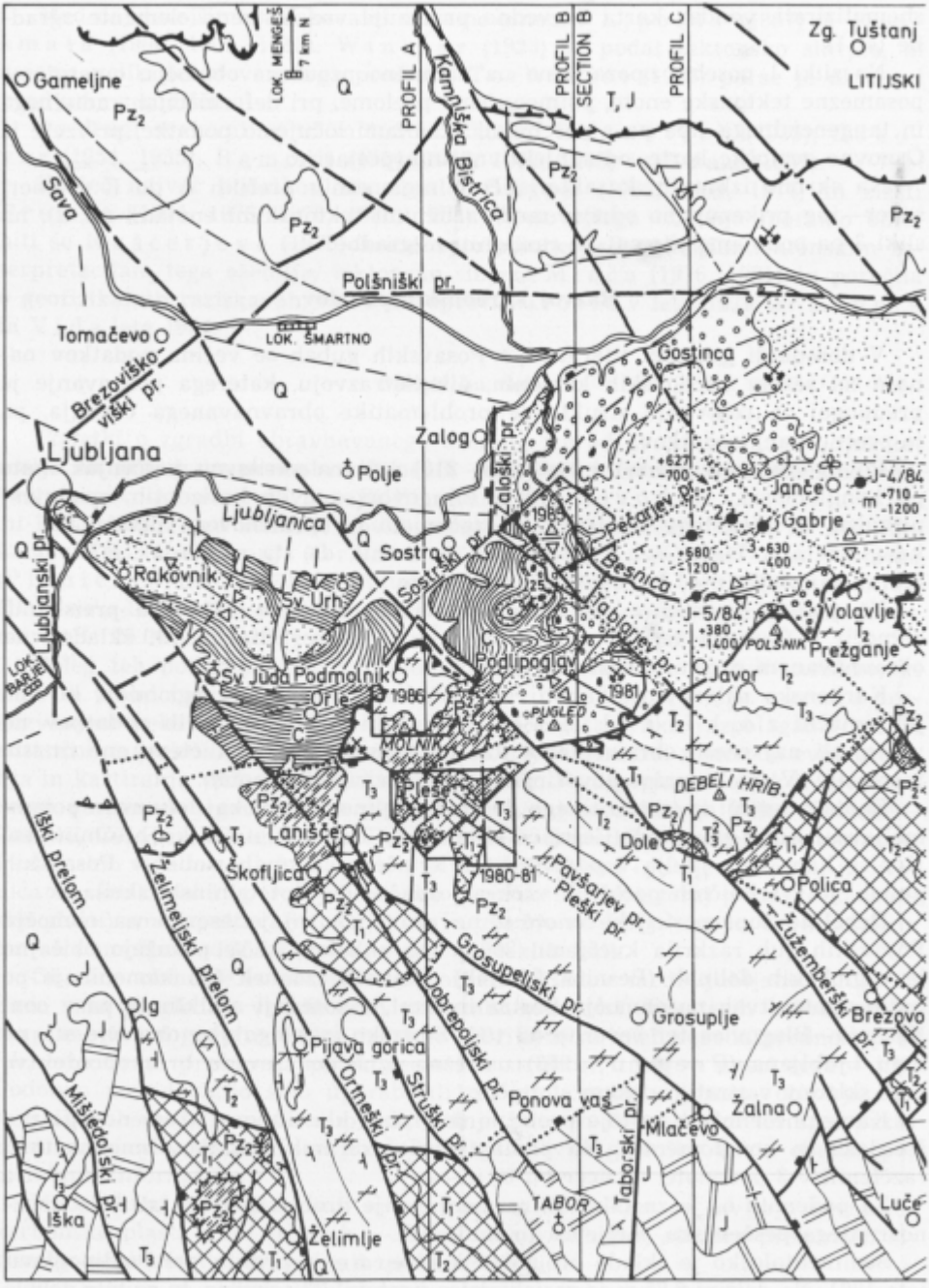
Enota *a* sestoji iz temno sivega do črnega glinovca z nekaj lečami in polami meljevca, ki je ponekod (Češnjice—Zlatenek, Trojane) nekoliko bituminozen. Ker se kamenina javlja v podlagi vseh svinčeno-cinkovih rudišč v Posavskih gubah, jo v tehničnih poročilih večkrat označujemo kot talninski skrilavec.

Debeline superpozicijske enote *a* ne poznamo, saj je erozija na območju Posavskih gub razkrila kvečjemu 300 m teh skladov, ki se pokažejo običajno le v globokih dolinah (Besnica, Maljek). Največji izdanek teh kamenin je po naših ugotovitvah na območju Sostra in Orel, v sosednji antiklinali pa v coni Krašnja—Blagovica ter severno od tod. Sostrško in blagovško območje sta na listu Ljubljana (P r e m r u , 1983) ustrezno označeni, seveda brez opredelitve lege skladov v stratigrafskem stolpiču.

Kamenine enote *b* sestoje pretežno iz grobih klastitov — kremenovega peščenjaka in konglomerata. Na podlagi doslej zbranih podatkov smo enoto *b* razčlenili v 3 podenote, in sicer b_1, b_2 in b_3.

Za podenoto b_1 je značilno hitro menjavanje drobnozrnatega ali zelo drobnozrnatega peščenjaka, meljevca in muljevca.

Sedimentološko je sklade proučil S k a b e r n e v profilu pri Podlipoglavu leta 1981. Na dolžini 6,75 m je raziskovalec ugotovil 33 sekvenc, ki so bile debele od 5 do 40 cm, povprečno pa 16 cm. Podobne razmere smo ugotovili na območju Maljeka. Vse kaže, da so komaj 50 do 80 m debeli skladi podenote b_1 razviti



Sl. 1. Tektonska karta območja Ljubljana-Litija

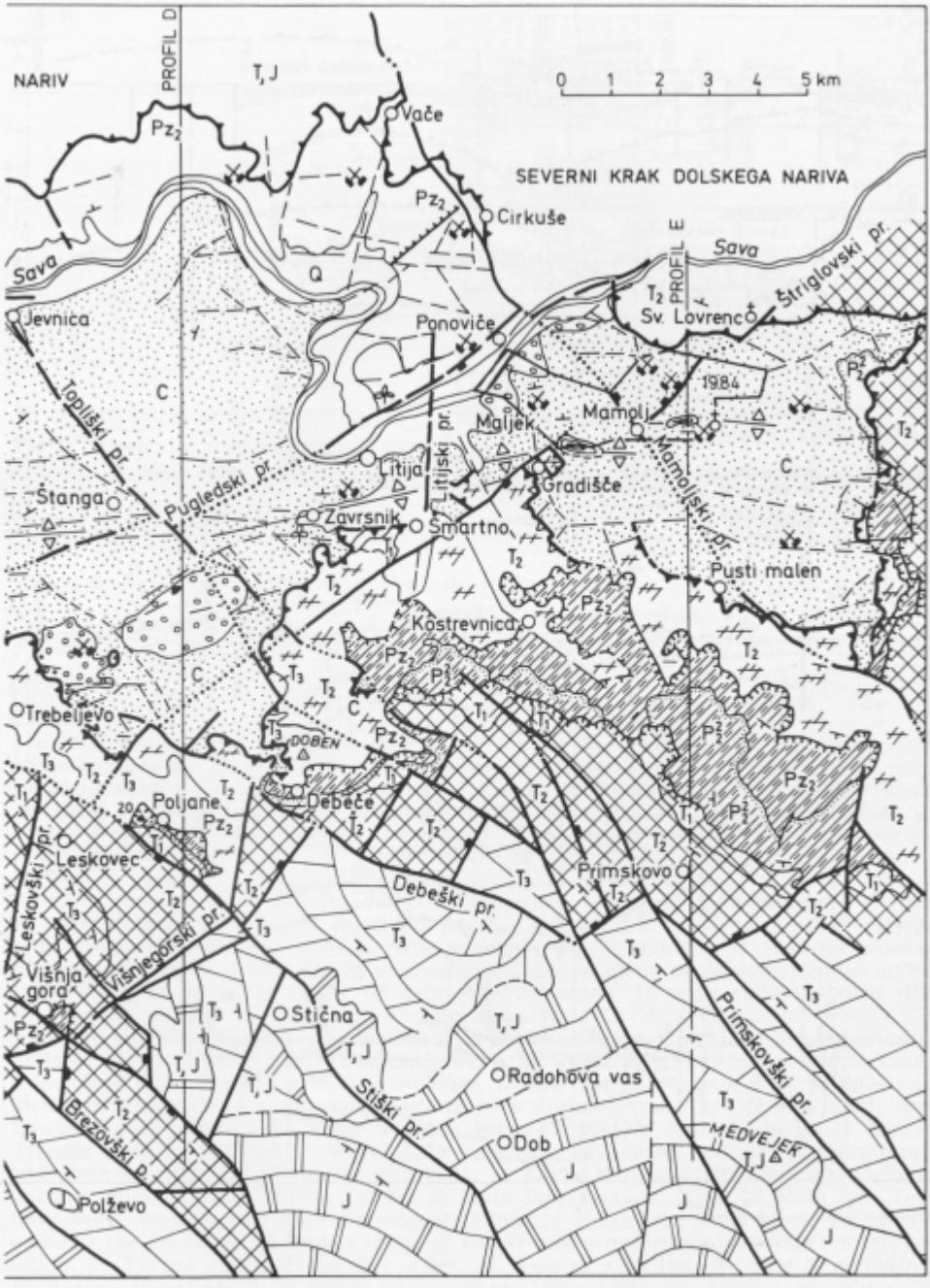
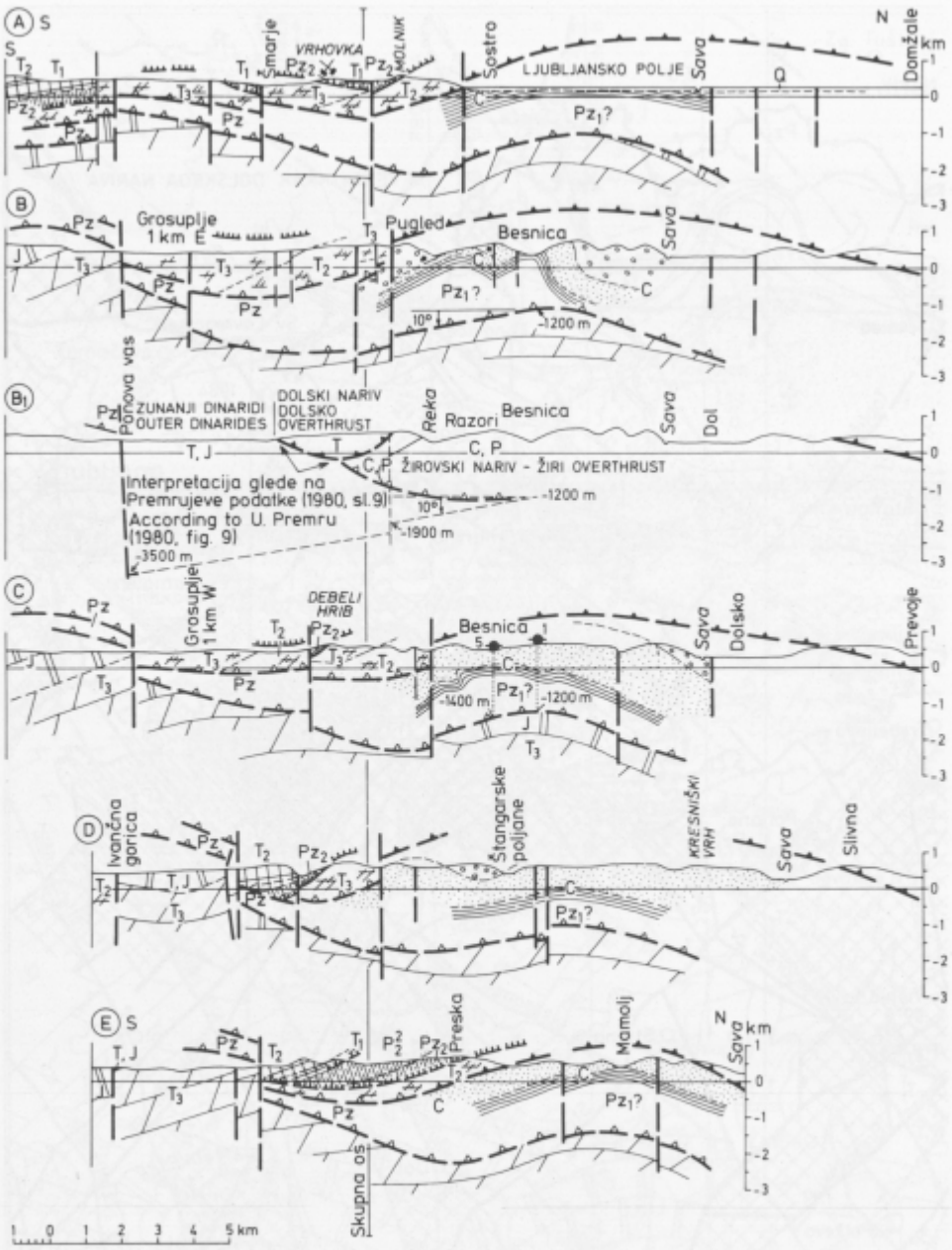
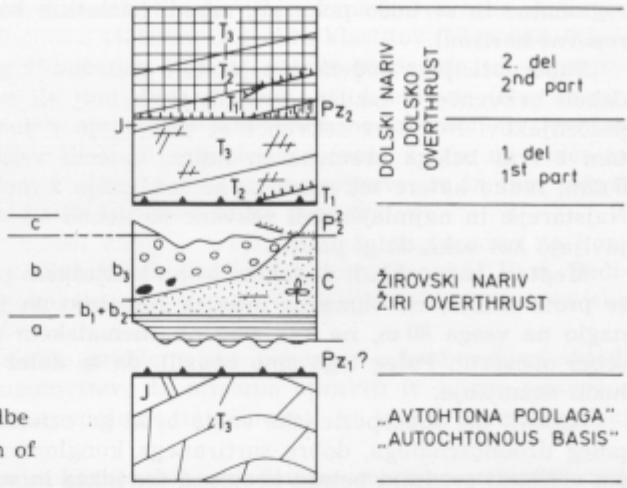


Fig. 1. Tectonic map of the Ljubljana-Litija region



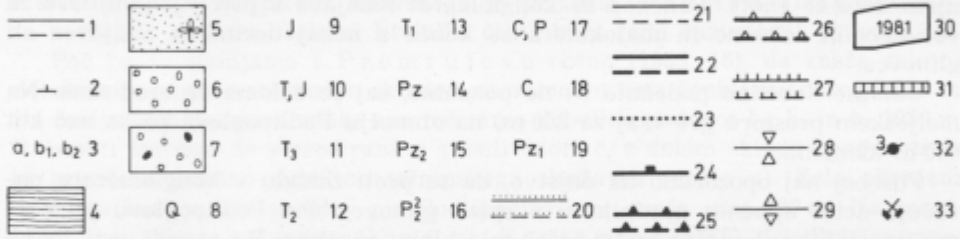
Sl. 2. Geološki profili

Fig. 2. Geological sections



Sl. 3. Shematski prikaz zgradbe

Fig. 3. Schematic presentation of structure



1 ugotovljena in domnevna geološka meja, *2* smer in vpad plasti, *3* superpozicijske enote karbonskih plasti, *4* karbonski glinovec, *5* karbonski kremenov peščenjak; rastlinski ostanki, *6* kremenov konglomerat, *7* kremenov konglomerat s prodniki in bloki apnenca, *8* kvartarne usedline, *9* jurske plasti, *10* zgornjetriasne in jurske plasti, *11* zgornjetriasne plasti, *12* srednjetriasne plasti, *13* spodnjetriasne plasti, *14* paleozojske plasti, *15* mlajši paleozoik, *16* grödenske plasti, *17* karbonske in permske plasti, *18* karbonske plasti, *19* starejši paleozoik, *20* erozijsko-tektonska diskordanca, *21* mladoterciarni prelom, *22* močan mladoterciarni prelom, *23* močan mladoterciarni prelom po interpretaciji avtorja, *24* relativno pogreznjeni blok, *25* narivna ploskev višjega reda, *26* narivna ploskev višjega reda po interpretaciji avtorja, *27* narivna ploskev nižjega reda, *28* os sinklinale, *29* os antiklinale, *30* natančno preiskano ozemlje (avtor 1980—1986), *31* seizmični profil, *32* geoelektrične sonde, *33* stara rudarska dela (Pb, Zn, Ba)

1 Proved and supposed geologic boundary, *2* Strike and dip of strata, *3* Superpositional units of carboniferous beds, *4* Carboniferous clay shale, *5* Carboniferous quartz sandstone; tree remains, *6* Quartz conglomerate, *7* Quartz conglomerate with pebbles and blocks of limestone, *8* Quaternary sediments, *9* Jurassic beds, *10* Upper Triassic and Lower Jurassic beds, *11* Upper Triassic beds, *12* Middle Triassic beds, *13* Lower Triassic beds, *14* Paleozoic beds, *15* Late Paleozoic, *16* Gröden beds, *17* Carboniferous and Permian beds, *18* Carboniferous beds, *19* Early Paleozoic, *20* Erosional-tectonic unconformity, *21* Late Tertiary fault, *22* Main late Tertiary fault, *23* Main late Tertiary fault according to author's interpretation, *24* Relatively sunk block, *25* Thrust plane of the 1st order, *26* Thrust plane of the 1st order according to author's interpretation, *27* Thrust plane of the 2nd order, *28* Axis of syncline, *29* Axis of anticline, *30* Region investigated in detail (this author, 1980—1986), *31* Seismic sounding, *32* Geoelectrical sounding, *33* Old mining works (Pb, Zn, Ba)

Legenda k sl. 1, 2 in 3

Explanation to figs. 1, 2, and 3

regionalno in se bodo pokazali, zaradi litoloških karakteristik, kot pomemben reperni horizont.

Superpozicijska podenota b_2 sestoji pretežno iz peščenjaka. Gre za številne, debele sekvence iz različno zrnatih sivih bolj ali manj sljudnatih kremenovih peščenjakov. Nekatere sekvence se pričenjajo z dobro sortiranim konglomeratom z zrni belega kremena in lidita, katerih velikost le tu in tam presega 6 mm, redko katere sekvence pa se zaključijo z meljevcem ali celo glinovcem. Najstarejši in najmlajši deli sekvenc so debeli od nekaj dm do nekaj m in se javljajo kot ozki, dolgi pasovi.

Medtem ko so skladi podenote b_2 na malješkem prostoru debeli okrog 750 m, se proti zahodu na območju Besnice stanjšajo na 600 m, pri Podlipoglavu pa naglo na vsega 80 m, na kar smo na shematskem prikazu zgradbe (sl. 3) posebej opozorili. Poleg tega smo opazili, da se delež glinovca v smeri proti zahodu zmanjšuje.

Zgornji del superpozicijske enote b, ki ga označujemo s simbolom b_3, grade poleg drobnozrnatega, dobro sortiranega konglomerata tudi kamenine z nekaj cm velikimi prodniki belega kremena ter lidita in se javljajo predvsem v spodnjem delu te enote. Ponekod se konglomerat menjava s peščenjakom. Gre za več debelih sekvenc in malokatera se konča z nekaj decimetri meljevca ali glinovca.

Celotne debeline podenote b_3 ne poznamo, saj je deloma že erodirana. Na malješkem prostoru gre vsaj za 250 m, na območju Podlipoglava pa za več kot 600 m kamenin.

Posebej naj opozorimo na dejstvo, da se proti zahodu v konglomeratu povečuje delež apnenih prodnikov in splak glinovca. Pri Podlipoglavu je Ramovš (1954) v konglomeratu našel celo bloke apnenca. Ramovš et Jurkovšek (1976) poročata, da so na tem mestu v apnencu doslej dokazali silursko, devonsko in srednjekarbonsko favno.

Pri ogledu te pomembne lokacije v grapi 300 m WSW (262°) od domačije Osredkar, in sicer v višini 375 m, smo pazili zlasti na razmere v podlagi konglomerata.

Okrog 5 m visoka konglomeratna stena je del večjega konglomeratnega bloka, ki leži na zahodu normalno na peščenjaku podenote b_2 vzdolž grape pa meji neposredno na glinovec enote *a*.

Pod previsno steno je v podlagi konglomerata črna glina, na katero je opozoril že Ramovš (1954); elementi stične ploskve so 290/25° (slika 1).

Ugotovljene razmere izključujejo možnost, da bi konglomerat ležal na glinovcih enote *a* transgresivno. Stik v podlagi je narivna ploskev.

Konglomerati z več 10 cm velikimi bloki apnenca, peščenjaka in glinovca so na tem območju posebnost, pripadajo brez dvoma spodnjemu delu superpozicijske podenote b_3 (sl. 1, 3) in zaslužijo še temeljito sedimentološko obdelavo.

Na pregledanem ozemlju nismo mogli nikjer z gotovostjo ugotoviti skladov superpozicijske enote c, kakršne poznamo na Sovodenjskem, kjer sestoje iz sivega glinovca, debelega okrog 300 m, z vložkom lapornih kamenin v zgornjem delu pri Fužinah. Verjetno pripadajo tem skladom glinovci na jugovzhodnem obrobju grajske vzpetine (Orlov vrh), na Rožniku in pri Podutiku, brez dvoma pa peliti južno od rudišča Knapovže. Drugod v posavskih gubah vzhodno od Ljubljane in južno od Save je ta enota, kot vse kaže, že erodirana.

Severno od Save smo nedavno odkrili tako imenovane krovninske skrilavce (enota *c*) v debelini vsaj 200 m in z vložkom iz grobih klastitov (50 m nad skladi superpozicijske enote *b*) pri Ponovičah. Skoraj gotovo pripadajo tej superpozicijski enoti tudi glinovci, ki se po podatkih OGK list Ljubljana (P r e m r u, 1983) javljajo ob severnem obrobju litijske antiforme nad Lazami in Jevnico.

V primerjavi s podobnimi skladi superpozicijske enote *a*, gre na videz za manj bituminozne kamenine; pri preperevanju dobe glinovci tu in tam rožnat odtenek. Razlik v sestavi kamenin zaenkrat še ne poznamo.

Poudariti moramo, da glinovci enote *c* nikjer ne leže neposredno na konglomeratu, temveč jih loči peščenjak, ki doseže debelino do nekaj 10 m. Sedimentološke raziskave bodo pokazale upravičenost uvajanja nove superpozicijske podenote z možno oznako b_4.

V zvezi z reševanjem celotne problematike povezane s karbonskimi skladi je pomembna zlasti nova ugotovitev, da nimamo opraviti le z eno, temveč z dvema debelejšima litološkima enotama iz glinovca, ki imata v stratigrafski lestvici različno lego.

Novih podatkov o razvoju karbonskih skladov ne moremo uskladiti tudi s stratigrafskim stolpičem, kakršnega je prikazal P r e m r u (1983, 38), kjer so v litijski podconi različni litološki členi brez reda razvrščeni po vertikali.

Pač pa se strinjamo s P r e m r u j e v o oceno (1983, 16), da znaša celotna debelina permsko-karbonskih skladov na območju lista Ljubljana okrog 2.000 m. Na malješkem prostoru znaša namreč samo debelina podenot b_1, b_2 in b_3 1050 m. Računati moramo še z erodiranimi skladi enote *c*, z delom skladov podenote b_3 in seveda s celotno debelino talninskega skrilavca (enota *a*). Zelo okrnjena debelina karbonskih skladov pri Podlipoglavu pa znaša vsaj 730 m. Na sosednjem listu Kranj omenjata G r a d et F e r j a n č i č (1976) debelino najmanj 1000 m.

Starost obravnavanih plasti je še vedno sporna. Nekateri raziskovalci (R a k o v e c 1955, 165) govore o hochwipfelskih skladih iz srednjekarbonskega obdobja, R a m o v š (1965, 343) pa trdi, da je vsaj del »hochwipfelskih skladov« v Posavskih gubah iz trogkofelske stopnje, domneva pa, da so vsi ali vsaj pretežna večina »hochwipfelskih plasti« Posavskih gub permske starosti, in sicer pretežno iz trogkofelske stopnje. Tudi B u s e r (1974), G r a d et F e r j a n č i č (1976) ter P r e m r u (1983) dopuščajo na podlagi doslej najdenih fosilov možnost, da je del obravnavanih kamenin permske starosti. Plasti označujejo s simbolom C, P in govore o permokarbonskih, torej permsko-karbonskih skladih.

J e l e n v palinološko preiskanih vzorcih glinovcev z območja Podlipoglava, Pleš in Maljeka ni našel fosilnega inventarja. Pač pa sta nedavno zakonca J u r k o v š e k odkrila v kremenovem peščenjaku na litijskem prostoru nahajališča s številno makrofloro, ki govori za westfalij A (K o l a r - J u r k o v š e k et J u r k o v š e k, 1985, 1986). Po naših ugotovitvah so rastlinski ostanki iz peščenjaka podenote b_2 (sl. 1).

Karbonska starost srednjega dela obravnavane skladovnice kamenin je torej nedvoumno dokazana, še vedno pa ostaja odprto vprašanje starosti podenote b_3 in enote *c*. Ne izključujemo možnosti, da se s superpozicijsko podenoto b_3 prične nova strukturna etaža, ki vsaj deloma ali kot celota pripada permu. Vendar moramo poudariti, da nismo nikjer našli prepričljivega dokaza o diskordanci v podlagi.

Glinovce z vložki lapornih kamenin na Sovodenjskem pri Fužinah (enota c), ki sta jih Jelen in Kolar-Jurkovškova brezuspešno proučevala palinološko in na konodonte, bi v tem primeru lahko imeli za bočni in časovni ekvivalent ortneškega paleozoika, katerega permsko starost je dokazal Ramovš (1963, 1965). Tudi navidezna konkordanca med »hochwipfelskimi« in grödenskimi skladi, na katero je opozarjal ta raziskovalec (Ramovš, 1965), govori v prid taki razlagi. Prisotnost močne tektonsko-erozijske diskordance znotraj nekdanjih karbonskh skladov bi ob pomoči izotopskih in geokemičnih raziskav olajšala tudi rešitev problema starosti Pb, Zn, Sb in Ba rudišč v Posavskih gubah. Hidrotermalna rudišča, pretežno žilnega tipa, se po naših podatkih javljajo predvsem v grobih klastitih superpozicijske podenote b_2 in zahtevajo prisotnost prelomov in razpok, katerih nastanek bi lahko povezovali s predpostavljeno, postwestfalsko (A), verjetno astursko tektonsko fazo.

Dejstvo, da so klastiti z vložki karbonatnih kamenin pri Lanišču in Škofljici permske starosti (Ramovš, 1965), naših domnev ne izpremeni. Kot bomo videli kasneje, pripadajo omenjene kamenine alohtonemu, drugemu delu dolskega nariva; razvoja teh mladopaleozojskih skladov pa nismo podrobneje proučevali.

Naj bo starost kamenin takšna ali drugačna, gre pri obravnavanih skladih v intervalu od enote *a* do podenote b_3 za regresijski niz usedlin. Hitra sprememba v debelini podenot b_2 in b_3 na območju Podlipoglava in Besnice, kakor tudi prisotnost blokov apnenca, peščenjaka ter splak glinovca, pa govori za nekdanjo bližino razgaljene podlage, na kar je opozoril že Ramovš (1954, 217).

Nasprotno pa se pričenja s konglomeratom superpozicijske podenote b_3 transgresijski niz usedlin, ki se verjetno konča šele z nastopom saalske orogenetske faze oziroma začetkom odlaganja grödenskih skladov.

Vse dokler nakazana problematika ne bo rešena v celoti, ne kaže kamenin starostno točneje opredeljevati. Na območju litijske antiklinale se držimo starih ugotovitev in govorimo o karbonskih skladih, podobne še nepreiskane plasti v okviru drugega dela dolskega nariva pa na naši dokumentaciji previdno označujemo s simbolom Pz_2. Izraz permsko-karbonske plasti (C, P) uporabljamo samo v primeru, če se sklicujemo na starejše podatke.

Z genetskega aspekta je Premru (1983, 56) označil obravnavane plasti kot usedline molasnega tipa s prostranega morskega šelfnega bazena z močnim dotokom materiala s kopnega. Novejši podatki pa kažejo na rečno sedimentacijsko okolje (Kolar-Jurkovšek et Jurkovšek, 1986), kar bo treba preveriti še s sedimentološkimi metodami.

Tektonska zgradba ozemlja

Čeprav je pojem litijska antiklinala v strokovni literaturi že dolgo prisoten, nas pogled na Osnovno geološko karto list Ljubljana (Premru, 1983) o tem ne prepriča. Skladi namreč vpadajo v vse smeri v prostoru; ne izstopajo niti jedro niti krila gube. Ta ugotovitev velja tudi za karte merila 1 : 25.000. Na prisotnost antiforme bi lahko sklepali kvečjemu po diametralno nasprotnih vpadih v krovninskih triasnih in jurskih plasteh.

Taka slika je morda posledica ponesrečeno izbranih karakterističnih vpadov, bolj verjetno pa prisotnosti gub nižjega reda, morda tudi več faz gubanja z različno orientiranimi osnimi ravninami, in seveda neotektonskih deformacij.

Šele z upoštevanjem nove razčlenitve karbonskih skladov v superpozicijske enote in podenote razkrijemo prisotnost antiforme prvega reda. Talninske skrilavce (enota *a*), ki so jedro gube, smo našli v dolini Besnice in na malješkem prostoru približno na zveznici vzhod-zahod, vendar v spodnji tretjini karbonskega kompleksa. Nasprotno pa najdemo kremenove konglomerate, ki lahko nastopajo na velikih površinah le v okviru podenote b_3 in so visoko v profilu karbonske skladovnice, predvsem na severnem in južnem obrobju te cone, torej na krilih antiforme (sl. 1).

Pretežni del Posavskih gub pri današnjem erozijskem stadiju je iz kamenin podenote b_2, pri čemer pa ne izključujemo možnosti, da so v globokih dolinah, grapah ali ob Savi še tu in tam razgaljeni glinovci enote *a*.

V pregledanih območjih, ki so na listu Ljubljana (P r e m r u , 1983) označena kot peščenjak, meljevec, skrilavec in konglomerat (simbol 70), gre po naših ugotovitvah za tanjše konkordantne vložke bolj grobih ali drobnih klastitov znotraj peščenjaka podenote b_2. Nenavadne, nepravilne oblike takih con pogojuje, poleg že omenjenih faktorjev, tudi razgibana morfologija terena.

Os antiklinale 1. reda poteka po naši interpretaciji (sl. 1) vzdolž srednjega dela doline Besnice, nato pod Jančami proti Štangi in Zavrsniku, od tod pa na območje Mamolja, kjer talninski skrilavci jedra gube spet izdanjajo na površini.

Jedro gube 1. reda, zlasti pa njeno južno krilo, je precej deformirano, kar je v pravem nasprotju s severnim krilom gube, ki zavzema obsežno območje vse do Save.

Ena izmed gub 2. reda je prisotna na območju Podlipoglava, na drugih mestih pa bi jih lahko odkrili šele z zelo natančnim geološkim kartiranjem.

Nekoliko drugačne so razmere na zahodnem obrobju litijske antiforme. Na ozemlju vzhodno od vasi Sostro izdanjajo, po naših ugotovitvah, talninski skrilavci (enota *a*) na velikih površinah in se nadaljujejo na območje Orel, Rudnika in Sv. Urha. Sam Golovec pa ima sinklinalno zgradbo z jedrom iz peščenjaka podenote b_2.

Na območju Ljubljanskega gradu so za Mestnim, Starim in Gornjim trgom razgaljeni predvsem kremenovi konglomerati, na njih pa je nekaj kremenovega peščenjaka; skladi skoraj gotovo pripadajo najvišjemu delu podenote b_3. Na grebenu Orle-Golovec-Ljubljanski grad najdemo torej proti NW čedalje mlajše plasti.

Podatki Osnovne geološke karte in kart merila 1 : 25.000 so premalo natančni, da bi podali geometrijo prisotnih gub. Nanizamo lahko samo informacije z območij, ki smo jih sami na drobno preiskali.

V Malješkem potoku ima osna ravnina gube vertikalno lego, odnos kril proti tej ravnini pa je normalen, vendar že s prehodom v izoklinalni tip. Oblika slemena je zaobljena. Os gube poteka v smeri E-W in položno tone proti zahodu.

Pri Podlipoglavu je osna ravnina gube usločena proti severozahodu, je vertikalna ali vpada strmo v to smer. V tem primeru je severno krilo položnejše, južno pa bolj strmo. Gre torej za tip nekoliko poševne gube z vergenco proti jugovzhodu. Odnos kril proti osni ravnini je normalen, sleme pa je zaobljeno.

Gubo na območju Besnice zajame geološki profil B (sl. 2). Zanimivo je, da imajo subvertikalno lego tod skladi severnega krila gube, sleme gube je zaobljeno, južno krilo pa položno tone proti jugu.

Na območju severno od Save smo nedavno odkrili močno narivno ploskev

z vpadom proti NW znotraj karbonskih plasti, ki poteka od Cirkuš proti SW v smeri vasi Konj. Grobi klastiti superpozicijske enote b so narinjeni na glinovce enote c. Govorimo o lebeški luski, ki smo jo poimenovali po gradu Lebek ali Ljubek 3,5 km NWN od Ponovič. Kje poteka narivna ploskev južno od Save, še ne vemo. Narivne deformacije nižjega reda seveda lahko pričakujemo znotraj karbonskih skladov tudi drugod v Zasavju.

Na izostanek permskih in skitskih plasti med karbonskimi in srednjetriasnimi skladi na južnem obrobju litijske antiklinale so opozorili že Kossmat (1905, 73; 1913), Tornquist (1929) ter Rakovec (1955, 72). Tornquist je menil, da so triasne plasti v neposrednem stiku s karbonskimi kameninami zato, ker so se odlagale oz. transgredirale na že erodirano karbonsko podlago. Kossmat in Rakovec pa sta trdila, da gre za deformacije lokalnega značaja. Podobno razlago je ponudil Kuščer (1975, 218) in menil, da imamo opraviti z manjšimi premiki, nastalimi v zvezi z gubanjem na meji med trdnimi in mehkimi plastmi, ki jih ne moremo imeti za narive. Na območju Litije je Grad (1962, 109) zagovarjal tektonski karakter tega stika.

Podatki Osnovne geološke karte list Ljubljana (Premru 1983) kažejo, da stik permsko-karbonskih skladov z mlajšimi kameninami na njihovem južnem obrobju ni nikjer normalen oziroma da ne moremo niti na enem mestu govoriti o normalnem prehodu južnega dela litijske antiklinale v Dolenjski kras, kot lahko preberemo v literaturi (Rakovec, 1955, 72; Germovšek, 1955). V »normalnem« stiku s permsko-karbonskimi kameninami je le ostanek grödenskih skladov vzhodno od Mamolja, pri čemer pa gre za erozijsko tektonsko diskordanco. Povsod drugod so na karti meje označene kot tektonske.

V več 10 km dolgi coni od vasi Volavlje, preko hriba Doben, Šmartna pri Litiji, Pustega Malna in dalje na vzhodnem obrobju naše karte, je na listu Ljubljana obravnavani stik označen pretežno kot narivna ploskev z vpadom proti jugu, SW ali SE, ki jo na številnih mestih sekajo krajši, različno orientirani neotektonski prelomi. Severno od tod leže tu in tam triasne karbonatne plasti na permsko-karbonskih kot tektonske krpe (npr. Gradišče vzhodno od Litije).

Premru (1974) je uvedel pojem dolskega nariva; v našem primeru imamo opraviti z njegovim južnim krakom.

Premrujeva interpretacija je v principu točna, o čemer smo se prepričali na več mestih (Prežganje, južno od Zavrsnika, Gradišče itd.). Natančnejše raziskave bi morda pokazale odstopanja, ki bi se odražala v drugačnih kombinacijah narivnih in prelomnih deformacij, vendar ti popravki bistveno ne spremenijo tega koncepta.

Z upoštevanjem podatkov o razvoju sedimentacije na ozemlju listov Ljubljana (Premru, 1983) in Ribnica (Buser, 1969, 1974) ter naših novih informacij s Trojanskega upravičeno sklepamo, da na stiku s karbonskimi skladi ponekod manjka celo 800 m usedlin. Od tega pripada najmanj 100 m srednje- in zgornjepermskim kameninam, okrog 300 m skitskim plastem, ostalo pa najmlajšim superpozicijskim enotam karbonske skladovnice kamenin.

Edino pri Šmartnem naj bi se s karbonskimi plastmi stikale skitske kamenine, drugod so v taki legi srednjetriasni skladi, na enem mestu pa celo karnijske plasti. Skitske kamenine so se ohranile še pri Šmicu (E od Trebeljevega),

kjer smo našli lepe izdanke rdečega sljudnatega meljevca ter rožnati dolomit z jasno vidno oolitno strukturo. Kose takih kamenin pa smo opazili v grapi pod hribom Polšnik. Skoraj gotovo imamo opraviti z novo narivno enoto nižjega reda (sl. 3) ali pa gre za tektonske odstružke, kar bi pokazale bolj natančne preiskave. Rešitev problema bi pripomogla k osvetlitvi mehanizma nastanka dolskega nariva, interpretacije pa v bistvu ne bi spremenila.

Na videz drugačne so geološke razmere v 6 km dolgi coni Pugled-Polšnik, kjer se karbonske in triasne plasti stikajo v ravni črti kljub razgibani morfologiji terena. Narivna ploskev je zginila s površja zaradi deformacijskega efekta — grezanja jugovzhodnega bloka, ob močnem subvertikalnem, prečno dinarskem prelomu.

Na območju Podmolnika najdemo spet take odnose med karbonskimi in triasnimi plastmi, kakršne poznamo iz osrednjega in vzhodnega dela naše karte.

Po podatkih listov Ljubljana (P r e m r u , 1983) in Ribnica (B u s e r , 1969) vpadajo triasne plasti 1. dela dolskega nariva, kot smo poimenovali to narivno enoto, proti jugu in SW. Zato najdemo v teh smereh čedalje mlajše kamenine. Medtem ko so v okviru obravnavane narivne enote na vzhodnem obrobju karte skoraj izključno srednjetriasni skladi, je zahodno od Litije čedalje več zgornjetriasnih plasti. Karnijske kamenine najdemo najprej kot erozijske ostanke, nato kot sklenjene pasove, na območju Pleš in Grosupljega pa imamo skoraj izključno noriške plasti. Po naši interpretaciji so najmlajše kamenine v okviru te narivne enote dachsteinski apnenec (Debeli hrib) in liasni skladi (Pijava gorica); ene in druge kamenine najdemo kot erozijske ostanke.

Prvi del dolskega nariva se javlja kot upognjena ali drugače deformirana plošča, debela od nekaj 100 m do preko 1000 m.

Nariv karbonskih plasti na triasni dolomit med Črnim potokom, Bogenšperkom in Dobravo je opazil že G r a d (1961, 110).

Tudi po podatkih P r e m r u j a (1983) leže na jugovzhodnem obrobju lista Ljubljana permsko-karbonske plasti na srednjetriasnem dolomitu, prekrivajo pa jih grödenske kamenine. Take razmere najdemo vse do Debeč. Gre za skoraj 20 km dolgo, zelo razvejano in nekaj 100 m do 3 km široko cono iz teh kamenin. Potek kontakta s srednjetriasnimi plastmi v podlagi je povsem odvisen od morfologije terena. Zato se pridružujemo mnenju G r a d a in P r e m r u j a ter stik obravnavamo kot narivno ploskev, ki pa je seveda tu in tam deformirana z neotektonskimi prelomi. Govorimo o drugem delu dolskega nariva (sl. 3). Zgradba obravnavanega območja je pravilno prikazana na regionalnem geološkem profilu C-D v okviru lista Ljubljana (P r e m r u , 1983) in razvidna z našega geološkega prereza E na sliki 2.

V primeru, da zanemarimo splošne geološke podatke in skušamo razmere na stiku Posavskih gub z dolskim narivom na vsak način razlagati kot deformacije lokalnega pomena oziroma z vrzeljo v sedimentaciji, nas lega paleozojskih plasti v okviru drugega dela dolskega nariva dokončno prepriča o prisotnosti narivov na obravnavanem prostoru.

Pri predpostavljenem vpadu narivne ploskve 10^0 lahko, z upoštevanjem debeline skladov, privedemo karbonske kamenine na anizični dolomit šele z narivanjem velikostnega reda vsaj 4 km.

Na severovzhodnem obrobju lista Ribnica je po B u s e r j e v i h podatkih

(1969) v krovnini grödenskih plasti še normalno zaporedje skitskih in srednjetriasnih kamenin. V podaljšku te cone na list Ljubljana (P r e m r u , 1983) pa se z grödenskimi plastmi ob narivni ploskvi stikajo različni triasni horizonti. Morda gre za preslabo usklajeno delo avtorjev različnih kart ali pa je taka razlaga pravilna, saj je stik različnih geoloških sredin običajno tektonska predispozicija za nastanek narivnih ploskev. Problem je drugorazrednega pomena in na tektonsko sintezo nima bistvenega vpliva. Na karti in sliki 3 smo upoštevali en in drugi podatek ter na karti posebej izdvojili pas paleozojskih skladov.

Zahodno od Debeč se javlja nov tektonski fenomen, in sicer neznatne, izolirane krpe mladopaleozojskih kamenin, torej pojav, ki ga na prvi pogled ne moremo logično povezovati z razmerami na doslej opisanem predelu.

Izdanki paleozojskih kamenin sredi karbonatnih skladov so na listih Ljubljana (P r e m r u , 1983) in Ribnica (B u s e r , 1969) sicer vrisani, vendar iz tega ne moremo napraviti daljnosežnih zaključkov. Razmere smo podrobneje proučili, saj smo prav v teh krpah videli rešitev interpretacije tektonske zgradbe širšega prostora.

Na območju vasi Poljane je B u s e r paleozojske in spodnjetriasne plasti z vseh strani omejil s prelomi, kar dopušča dve razlagi; permsko-karbonske plasti lahko pripadajo litijski antiklinali, in sicer močno dvignjenemu bloku, ali pa so najstarejši člen narinjenega, drugega dela dolskega nariva.

V stranski grapi, 400 m zahodno od Poljan, smo našli dokaz, da leže permsko-karbonske plasti na triasnem dolomitu, in izmerili elemente vpada zaglinjene narivne ploskve, ki znašajo 120/20°. Pomembni podatek smo vnesli tudi na našo karto (sl. 1).

Po B u s e r j e v i h podatkih si proti jugozahodu povsem normalno slede grödenske in skitske plasti. Informacije so točne, vendar jih lahko nekoliko dopolnimo.

V grapah južno od vasi Poljane leže na permsko-karbonskih plasteh nekaj 10 m debeli skladi sivega litičnega peščenjaka, ki ga na Žirovskem obravnavamo kot uranonosni člen. Sledi rdeči muljevec in končno rdeči peščenjak ter konglomerat. Nekaj metrom črnega dolomita v krovnini bi lahko pripisali zgornjepermsko starost, sive rauhwacke, pasnat apnenec in dolomit v menjavi s sljudnatim meljevcem in peščenjakom pa so po litofaciesu tipične spodnjeskitske kamenine. Ugotavljamo torej podoben razvoj proti jugu nagnjenih grödenskih in spodnjeskitskih skladov kot v zahodni Sloveniji.

Severozahodno od tod najdemo slične razmere na jugovzhodnih pobočjih hriba Kožereje pri Trebeljevem. Majhen izdanek permsko-karbonskih kamenin je na listu Ljubljana (B u s e r , 1969) z jugozahodne strani omejen z narivno ploskvijo, vendar so tod razmere nekoliko drugačne. Proti jugu si namreč sledé, kot pri Poljanah, še grödenski skladi, temen dolomit, verjetno zgornjepermske starosti, in končno spodnjeskitski litostratigrafski horizonti.

Kot kaže naša karta (sl. 1), so paleozojske plasti najstarejši člen neke normalne superpozicije skladov z vpadom proti jugozahodu, narivna ploskev v podlagi pa se po našem mnenju prisloni k močnemu dinarsko usmerjenemu prelomu pod nivojem današnjega erozijskega reza.

Na območju vasi Polica se permsko-karbonske plasti pokažejo izpod skitskih skladov in so na severozahodu omejene s prečno dinarskim prelomom. Na listu

Ribnica (B u s e r, 1969) je stik permsko-karbonskih in skitskih kamenin podan kot tektonsko erozijska diskordanca.

Neznaten izdanek permsko-karbonskih in grödenskih kamenin pod skitskimi skladi je ugotovil B u s e r tudi pri Višnji gori.

Na južnem pobočju Debelega hriba nad vasjo Dole so na karti merila 1 : 25.000 vrisali neznaten izdanek permsko-karbonskih kamenin, ki pa ga na listu Ribnica (B u s e r, 1969) niso evidentirali. Stik črnega, močno sljudnatega glinovca in meljevca z dachsteinskim apnencem je proti jugozahodu nagnjena narivna ploskev. Ob močnem dinarsko usmerjenem prelomu na jugozahodu pa so poleg spodnjeskitskega dolomita ukleščeni tudi karnijski klastiti.

Zanimive geološke razmere najdemo na območju hriba Molnik, katerega najvišji deli so iz grobih permsko-karbonskih klastitov. P r e m r u (1983) je stik s triasnim dolomitom v podlagi genetsko opredelil kot narivno ploskev.

Kontakt na severnem pobočju hriba smo obhodili in P r e m r u j e v i ugotovitvi lahko samo pritrdimo.

Geološko zgradbo območja rudišča Pleše smo pred leti natančno proučili in jo lahko dobro uskladimo z razmerami na doslej opisanih izdankih. Zgornjepaleozojske plasti z nekaj grödenskega peščenjaka leže na glavnem dolomitu. Narivna ploskev je sicer upognjena, vendar visi generalno proti severu pod kotom okrog 15°. Na paleozojske sklade so narinjene spodnjeskitske kamenine in nato še nekateri srednje- in zgornjetriasni horizonti. Ozemlje so razsekali različno orientirani neotektonski prelomi (sl. 1).

Jugozahodno od tod se na dveh mestih in sicer pri Škofljici in Želimljah, izpod skitskih kamenin pokažejo permsko-karbonski skladi. Gre torej za situacijo tipa »Polica«. Zahodno od Tabora izdanjajo samo skitske kamenine, permsko-karbonskih erozija še ni načela.

Vsi opisani, izolirani izdanki paleozojskih in skitskih kamenin med Poljanami in Želimljami so del ene in iste narivne enote, ki pripada drugemu delu dolskega nariva; njih medsebojno zvezo so prekinili erozija in neotektonski prelomi. V močno pogreznjenih blokih (Polica, Želimlje) narivna ploskev v podlagi ni vidna, drugod (Poljane, Dole, Pleše) pa se jasno kažejo odnosi s prvim delom dolskega nariva.

Skladi drugega dela obravnavane enote vpadajo generalno proti jugozahodu, zato najdemo v tej smeri čedalje manjše plasti. Medtem ko se na predelu vzhodno od Debeč ta narivni paket kamenin po naši interpretaciji konča s srednjetriasnimi skladi, najdemo jugozahodno od tod ponekod tudi mlajše stratigrafske člene. Tako so južno od kraja Leskovec ohranjene zgornjetriasne plasti.

Skladi prvega in drugega dela dolskega nariva so omejeni s poševnimi rezi. V okviru ene in druge narivne enote pa se javljajo brez dvoma še deformacije tangencialnega tipa nižjega reda. Tako smo na območju kamnoloma Sadinja vas pri Podlipoglavu znotraj zgornjetriasnih dolomitov prvega dela dolskega nariva lahko opazovali spodnjeskitske kamenine, omejene z narivnimi ploskvami in položnim vpadom proti jugu.

Na Osnovni geološki karti list Ribnica (B u s e r, 1969) je v okviru drugega dela dolskega nariva stik med permsko-karbonskimi in skitskimi skladi povsod podan kot tektonsko-erozijska diskordanca.

Že pri natančnem kartiranju območja rudišča Pleše v letih 1980 in 1981

smo podvomili o pravilnosti take interpretacije. Tudi v okviru sedanjih raziskav nismo nikjer našli dokazov za tako razlago. Zgornja strukturna etaža, torej skitske plasti, se ne pričenjajo z bazalnimi tvorbami (kot npr. breča, konglomerat), na kontakt pa nalegajo različni skitski litostratigrafski horizonti, in to na majhnih razdaljah. Poleg tega so grödenske plasti razvite enako kot v zahodni Sloveniji in ne kaže, da bi se odlagale v majhnih, izoliranih sedimentacijskih bazenih oziroma ponekod ne bi bile odložene. Tudi prisotnost zgornjepermskih kamenin v dolomitnem razvoju je že dokazana na tem delu Posavskih gub (P r e m r u , 1983).

Menimo, da grödenske in zgornjepermske kamenine ponekod izostajajo zaradi tektonskih deformacij tangencialnega tipa, ne pa zaradi vrzeli v sedimentaciji ali erozije. Prisotnost deformacij v tem delu stratigrafske lestvice je pogostna tudi v zahodni Sloveniji, saj je stičišče kompetentnih in nekompetentnih kamenin zelo pogosto predispozicija za nastanek narivnih ploskev.

Na naši karti (sl. 1) smo zato kontakt med zgornjepaleozojskimi in skitskimi skladi povsod genetsko označili kot narivno ploskev.

Pri tektonski rajonizaciji oziroma opredeljevanju, kateremu delu dolskega nariva pripada posamezni blok, na vzhodnem območju karte ni bilo problemov. Prvi in drugi del dolskega nariva sta tu ločena s praktično neprekinjenim pasom zgornjepaleozojskih kamenin. Zahodno od Dobena pa so nam služili kot izhodišče odnosi paketov skladov do repernih točk, kakršne so npr. Poljane in Pleše.

Tektonska okna, podatki vrtin in rudarskih del v Idriji dokazujejo, da je v zahodni Sloveniji prisotna narivna oziroma krovna zgradba velikostnega reda do 30 km, o čemer danes ne dvomi noben raziskovalec. Podatki so zbrani in obdelani v več razpravah (M l a k a r , 1969; P l a c e r , 1973).

Tako močne deformacije tangencialnega tipa ne morejo zamreti na kratki razdalji, zato lahko podobne razmere pričakujemo tudi vzhodno od tod, torej na območju Posavskih gub v ožjem smislu, ki so predmet naše razprave.

V nasprotju z razmerami v zahodni Sloveniji, tu »avtohtona podlaga« v tektonskih oknih ne izdanja na površju, globokih rudarskih del ni, kar velja tudi za vrtine. Če upoštevamo še specifične razmere na stiku dolskega nariva in dolenjskih karbonatnih plošč, je razumljivo, da so predpostavke o krovni zgradbi tega ozemlja ostale na nivoju geoloških hipotez.

Zgornjetriasne, jurske in kredne plasti južnega obrobja naše karte imajo preko Žužemberka, Kočevskega Roga in Racne gore (list Ribnica — B u s e r , 1969) zvezo z enako starimi plastmi Krima, Cerknice, Logatca, Postojne in Nanosa na listu Postojna (P l e n i č a r , 1967). Gre za obsežno karbonatno platformo, ki je na sosednjem listu Postojna brez dvoma »avtohtona podlaga« glede na nariv Trnovskega gozda in Škofjeloškega ozemlja.

Rešitev problema, kje poteka meja med »avtohtono podlago« in alohtonim 2. delom dolskega nariva na vzhodni polovici lista Ribnica (B u s e r , 1969), ni posebno zahtevna. Jurske plasti z območja hriba Medvejek ter vasi Dob so preko prehodnih skladov (simbol T, J) pri Radohovi vasi in Stični v nepretrgani zvezi z zgornjetriasnimi kameninami severno od tod. Srednjetriasni skladi na prostoru Debeče—Primskovo pa so najmlajši litostratigrafski člen v superpoziciji narinjenih plasti 2. dela dolskega nariva, ki prične s paleozojskimi

kameninami. Stik z »avtohtono podlago« postavljamo tod vzdolž močnega, z dinarskimi prelomi razsekanega prečno dinarsko usmerjenega preloma, ki smo ga poimenovali višnjegorski, po kraju Višnja gora.

S podobnim razmišljanjem lahko točno fiksiramo to mejo tudi na območju med krajema Žalna in Luče, vendar se tod jurske plasti »avtohtone podlage« ob višnjegorskem prelomu stikajo neposredno z zgornjetriasnim dolomitom 1. dela dolskega nariva.

Mnogo bolj zapletene so razmere na vmesnem območju južno od Višnje gore, kjer bi npr. zgornjetriasni dolomit Polževa teoretsko lahko pripadal prav vsem trem tektonskim enotam. Pravilno rešitev bi dalo le zelo natančno delo na terenu.

Na območju Mlačeva in Ponove vasi smo predvideli stik glavnega dolomita 1. dela dolskega nariva s skladi »avtohtone podlage« vzdolž jugozahodnega podaljška višnjegorskega preloma, in sicer pod pliokvartarnimi usedlinami.

Zahodno od tod se razmere spet zapletejo. Zdi se, da vse kamenine v 4 do 6 km široki coni med iškim in struškim prelomom pripadajo bodisi prvemu ali drugemu delu dolskega nariva. Skladi so se ohranili v tektonskem jarku.

Šele zahodno od iškega preloma bi zgornjetriasne in jurske plasti spet lahko prišteli k »avtohtoni podlagi«, saj so skladi v nepretrgani zvezi z enako starimi kameninami Krima in Logaške planote, ki brez dvoma pripadajo paravtohtonu.

Bistvo problematike pri fiksiranju kontakta med dolskim narivom in paravtohtonom je v tem, da se tod slučajno stikajo »avtohtone« in alohtone kamenine, ki so v stratigrafskem stolpiču blizu skupaj. Nepoznavanje prisotnosti tega problema je vzrok, da so bile tektonske interpretacije tega prostora doslej nejasne in protislovne. Zanesljiv odgovor o pripadnosti posameznih, danes še problematičnih blokov k eni ali drugi tektonski enoti bo dalo predvsem natančno proučevanje faciesov.

Na podlagi P r e m r u j e v e tektonske rajonizacije osrednje Slovenije iz leta 1980 (sl. 9) lahko sklepamo, da je dolski nariv visoko v narivni zgradbi širšega prostora. Podlaga — torej karbonski skladi našega ozemlja pa spadajo k isti enoti kot paleozojske kamenine škofjeloško-polhograjskega ozemlja; P r e m r u (1980) govori o žirovskem narivu.

Pod karbonskimi skladi litijske antiklinale torej lahko pričakujemo kamenine »avtohtone podlage« oziroma plasti, ki so po legi ekvivalent tistim v poljansko-vrhniških nizih in na Logaški planoti ter seveda onim z južnega obrobja naše karte.

Razpolagamo s skromnimi podatki, na podlagi katerih lahko predvidevamo globino »avtohtone podlage«.

V poročilu iz leta 1979 daje I l o t i ć iz Geofizike Zagreb rezultate poizkusnih refleksijsko-seizmičnih raziskav na treh lokacijah, in sicer Mengeš, Šmartno in Barje (sl. 1).

Na prvih dveh mestih kažejo dobljeni refleksi na globino najmanj 1200 m, vendar raziskovalec poudarja, da ni jasno, ali ustrezajo kontaktu mezozojskih in permsko-karbonskih plasti ali pa so odziv na morebitne diskontinuitete znotraj permsko-karbonskih skladov.

Leta 1984 sta R a v n i k in V i d a izvedla na območju Janč geoelektrične raziskave. Uporabila sta metodo navidezne specifične upornosti (NSU) in skušala ugotoviti kontakt med nizkoupornostnimi permsko-karbonskimi kameni-

nami in visokoupornostnimi karbonatnimi skladi v podlagi. Izmerila sta 5 globokih geoelektričnih sond, ki so ležale približno na 4 km dolgem profilu s smerjo ENE—WSW (sl. 1).

Raziskovalca poročata, da so s to metodo ugotovili kontakt med nižjeupornostnimi permsko-karbonskimi kameninami in njihovo podlago, ki je verjetno karbonatna. Kontaktna površina je konveksna glede na zemeljsko površje. Debelina permokarbona pri Gabrjih znaša 1 km, na obeh krajih profila, pri naseljih Besnica in Tuji grm (pri Jančah) pa okoli 2 km. Ker je geofizikalni profil v primerjavi s celotno strukturno zgradbo terena kratek, avtorja poudarjata, da lahko privzamemo debelino 1,5 km kot povprečno le za geofizikalno raziskani del ozemlja.

Raziskovalca še opozarjata, da kvaliteta terenskih meritev zaradi velikih električnih motenj naravnega in industrijskega izvora ni bila zadovoljiva, zato je treba obravnavati interpretirane rezultate le kot velikostni red iskanih debelin (Ravnik et Vida, 1984).

Na sliki 1 smo poleg vsake geoelektrične sonde vpisali njeno nadmorsko višino, pod to vrednostjo pa absolutno koto domnevne karbonatne (?) podlage. Iz karte je poleg tega še razvidno, da ima geoelektrični profil v prostoru neugodno lego, saj prav na tem območju predvidevamo razcepitev neotektonskih prelomov.

Tako ležita sondi 2 in 3 prav na tektonskem vozlišču, sonda 4 je vzhodno od tod, ostali dve sondi pa sta zahodno od močnih dinarsko usmerjenih prelomov. Sonde so bile torej locirane v različnih tektonskih blokih, kar je za interpretacijo rezultatov neugodno.

Zdi se, da so najbolj uporabni rezultati sond 1 in 5, ki ležita v istem bloku in iz katerih lahko sklepamo, da vpada stična ploskev paleozojskih in karbonatnih kamenin proti jugu pod kotom okrog 10°. Iz podatkov sond 2 in 3 pa bi morda lahko previdno sklepali na močne deformacije v podlagi, ki se javljajo v območju dinarsko usmerjenih prelomov (dviganje vmesnega bloka).

Nasprotno pa sonda 4 nakazuje enake globine kot sonda 1, čeprav leži severneje, kar govori za apikalni, izravnani del antiforme (profil C na sliki 2).

Do predpostavke, da je stik med paleozojskimi in karbonatnimi kameninami »avtohtone podlage« antiklinalno upognjen, pridemo tudi z upoštevanjem splošnih geoloških razmer.

Po podatkih Premruja (1974, 1977, 1980) lahko na ozemlju osrednje Slovenije razlikujemo vsaj dve močnejši fazi narivanj, prvo v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom v Zunanjih Dinaridih in drugo v rodanski fazi na prehodu miocena v pliocen v Južnih Alpah.

Glede na Premrujevo dokumentacijo iz leta 1980 je nariv permsko-karbonskih skladov na karbonatne plasti podlage iz prvega obdobja, dolski nariv pa iz druge faze narivanja.

Na listu Ljubljana (Premru, 1983) je jasno razvidno, da vpada narivna ploskev v podlagi dolskega in litijskega nariva na severnem obrobju litijske antiklinale proti severu, tista na jugu pa v obratno smer. Narivna ploskev je torej konveksno upognjena, pri čemer ima os antiforme smer E—W. Brez dvoma gre za deformacijo, ki je nastala po narivanju Južnih Alp na Zunanje Dinaride pri usmeritvi glavne, maksimalne napetosti v smeri N—S.

Istočasno so se upogibale tudi paleozojske plasti (nastala je litijska antiforma), usločila pa se je seveda tudi že prisotna starejša narivna ploskev v podlagi. Podobne anti- in sinforme poznamo tudi v zahodni Sloveniji.

Različne mehanske lastnosti karbonatnih plasti »avtohtone podlage« ter narinjenih paleozojskih skladov dopuščajo možnost, da os antiforme v podlagi in os antiforme v žirovskem narivu prostorsko ne sovpadata, sta pa skoraj gotovo subparalelni.

Globino karbonatne podlage lahko predvidevamo, kot smo že poudarili, predvsem na podlagi geoelektričnih sond iz leta 1984 in se nahaja nekje na absolutni koti —1200 m. Ker os litijske antiklinale tone generalno proti E, je verjetno »avtohtona podlaga« v tej smeri čedalje globlje. Seveda je treba računati tudi z undacijo ene in druge osi gube.

Danes še ne vemo, kakšne kamenine se javljajo pod talninskim karbonskim skrilavcem v jedru litijske antiforme. Po prvi inačici lahko računamo s karbonskimi skladi, morda pretežno v klastičnem razvoju, vse do karbonatnih plasti »avtohtona«. Glede na favno v prodnikih apnencev iz karbonskega konglomerata pa sta R a m o v š (1954, 216) in G r a d (1961, 102) domnevala, da so vzhodno od Ljubljane pod karbonskimi skladi devonske in silurske kamenine. Pri tem se seveda odpirajo številna vprašanja v zvezi z globino in genetskim karakterjem stika, razvojem staropaleozojskih plasti ter nenavadnim sovpadanjem območja z bloki apnenca, peščenjaka in glinovca z vzhodnim, neotektonskim obrobjem Ljubljanskega polja (reaktiviranje starih — varističnih struktur). Na geoloških prerezih smo problematični interval označili s posebnim simbolom. Nasprotno pa je »avtohtona« — karbonatna podlaga v jedru litijske antiforme skoraj gotovo iz zgornjetriasnih in morda še jurskih kamenin.

Na podlagi različnih podatkov smo skušali utemeljiti prisotnost kamenin »avtohtone podlage« na južnem obrobju naše karte in v globini v jedru litijske antiforme. Najbolj zanimiva ter obenem zelo problematična pa je povezava obeh fenomenov, ki zahteva daljšo obrazložitev. Predpostavljeno geološko zgradbo v globini na južnem obrobju litijske antiforme prikazujemo na profilih A do E na sliki 2.

Na prerezu C vpada predpostavljena narivna ploskev med paleozojskimi skladi in »avtohtono podlago« po geoelektričnih podatkih pod kotom 10^0 proti jugu. Z ekstrapolacijo teh razmer se ta na absolutni koti —1900 m prisloni k močnemu prečno dinarsko usmerjenemu pugledskemu prelomu.

Neotektonski prelom ne more povzročiti izklinjanja neke narivne enote. Pod dolskim narivom morajo biti torej ohranjeni paleozojski skladi žirovskega nariva.

Kot kaže slika 1 so se pretežno karbonatne, mezozojske plasti dolskega nariva ohranile v tektonskem jarku med prečno dinarsko usmerjenima prelomoma. V primeru, da bi vpadni kot 10^0 ekstrapolirali tudi na območje tektonskega jarka bi bil stik paleozojskih skladov s karbonatno podlago v ravnini višnjegorskega preloma že na absolutni koti okrog —3500 m, kar smo prikazali na profilu B_1.

V tem primeru bi se morala »avtohtona podlaga« jugovzhodno od višnjegorskega preloma dvigniti za okrog 4 km, kar je glede na splošne geološke razmere povsem nesprejemljivo.

Zato upravičeno domnevamo, da se v okviru omenjenega tektonskega jarka obe narivni ploskvi, ki omejujeta paleozojske plasti, spet izravnata in visita celo v obratno smer. Skok ob višnjegorskem prelomu bi ob istočasnem stanjšanju žirovske narivne enote v tem primeru znašal manj kot 1000 m. To pa je velikostni red premikov ob prečno dinarsko usmerjenih prelomih.

Točno poznavanje razmer pri Ortneku bi olajšalo interpretacijo naših regionalnih geoloških profilov. Trogkofelski skladi na tej lokalnosti bi teoretsko lahko pripadali »avtohtoni podlagi« (erozijsko okno), narivni enoti znotraj paravtohtona, žirovskemu ali pa dolskemu narivu. V zadnjih dveh primerih bi imeli opraviti z veliko tektonsko krpo.

Tako razlago je ponudil M i o č (1976, 1981), vendar si je glede na razmere, kakršne prikazuje Osnovna geološka karta list Ribnica (B u s e r, 1969), ne bi upali zagovarjati. Kot tektonske krpe je raziskovalec tolmačil tudi izdanke permsko-karbonskih in skitskih kamenin pri Želimljah; ohranile so se npr. v želimeljsko-ribniškem tektonskem jarku.

Šibka točka te tektonske interpretacije je v prikazovanju stika med žirovskim narivom (raziskovalec uporablja oznako posavska navlaka) in dinarskim šelfom kot proti severu padajoče narivne ploskve, česar na terenu ne more nihče dokazati, saj jo maskira dolski nariv oziroma višnjegorski prelom. Tudi za obstoj tektonske krpe Ortnek raziskovalec ni navedel konkretnih dokazov, ki bi jih lahko preverili na terenu.

Interpretacija, kakršno je podal P r e m r u z območja stika »avtohtone podlage« in dolskega nariva, zasluži še posebno pozornost. Tudi ta raziskovalec je obravnaval kontakt omenjenih tektonskih enot kot narivno ploskev, ki izdanja na površini in vpada proti severu (P r e m r u, 1980, sl. 9). Stik je lociral vzdolž trase, kjer se javljajo izolirani izdanki permsko-karbonskih kamenin pri Poljanah, Kožereji in Dolah.

Po tej interpretaciji, ki je sicer P r e m r u ni ilustriral z nobenim konkretnim profilom, bi se morali skladi žirovskega nariva naglo izkliniti (verjetno kot čelo nariva s poleglo antiklinalo) nekje pod dolskim narivom, kot smo prikazali na regionalnem profilu B_1.

Razlaga, kakršno zahtevajo P r e m r u j e v i podatki, ima več šibkih točk. Kot smo že pokazali, izolirani izdanki zgornjepaleozojskih kamenin pri Poljanah, Kožereji itd., niso zmečkanina žirovskega nariva v coni izklinjanja, temveč leže visoko nad njim, narivna ploskev z vpadom proti severu pa tod ni prisotna. Poleg tega se javljajo kamenine »avtohtone podlage« več kilometrov južneje, kot je domneval P r e m r u.

Na Osnovni geološki karti list Ribnica (B u s e r, 1969) in v tolmaču (B u s e r, 1974) rešitev te problematike ni nakazana, kajti pojmov dolski nariv in avtohtona podlaga takrat na tem prostoru še niso poznali. Raziskovalci so celo menili, da je meja med severno ležečimi Posavskimi gubami in južno ležečimi mezozojskimi grudami postopnega značaja in ne predstavlja ostre in jasne črte. Ponekod, kot npr. pri Plešah, pa gre za narivni rob, kjer so permsko-karbonske plasti Posavskih gub narinjene proti jugu na glavni dolomit dolenjsko-notranjsko mezozojskih grud (B u s e r, 1974, 35).

Danes vemo, da velja definicija o postopnem prehodu med paleozojskimi in mezozojskimi skladi za drugi del dolskega nariva, pri Plešah pa gre za narivni

stik med prvim in drugim delom te enote. Rudišče Pleše se torej ne nahaja v permsko-karbonskih skladih Posavskih gub, kot smo menili doslej, temveč v zgornjepaleozojskih kameninah drugega dela dolskega nariva. Podatek je važen za reševanje metalogenetskih problemov širšega prostora ter iskanje novih baritnih rudnih nahajališč.

Na tem mestu naj opozorimo še na Buserjevo (1974) rajonizacijo ozemlja na različne grude, kot npr. želimeljsko-ortneško itd., pri čemer naj bi bile meje blokov neotektonski prelomi. Nasprotno pa je Premru (1980, sl. 9) v okviru naše »avtohtone podlage« oziroma Zunanjih Dinaridov izdvojil več narivnih paketov kamenin. Brez natančnega dela na terenu se ne moremo odločiti, katera razlaga je pravilna.

V prid Winklerjevi (1923, 212) interpretaciji, ki v Posavskih gubah predvideva velik krovni nariv z juga proti severu velikostnega reda 15—20 km, nismo našli nobenih dokazov. O narivanju Dolenjskega krasa na južni rob Posavskih gub v litijskem prostoru je pisal kasneje tudi Grad (1961, 109). Raziskovalce je verjetno zavedla prisotnost narivnih ploskev z vpadom proti jugu, kar pa seveda ni kriterij za določanje smeri narivanja.

Tudi naša nova razlaga tektonskih razmer na stiku dolskega nariva in dolenjskih karbonatnih plošč ima šibko točko. Preseneča dejstvo, da vzdolž 25 km dolge trase višnjegorskega preloma, kjer predvidevamo stik »avtohtonih« in alohtonih kamenin, noben raziskovalec ne omenja narivnih ploskev, izdankov ali vsaj zmečkanine paleozojskih kamenin. Vendar so pri slabo razgibani narivni ploskvi s konstantnim vpadom proti severu in pri neizrazitem reliefu dani pogoji, da paleozojski skladi žirovskega nariva nikjer ne pridejo na površje.

Na Osnovnih geoloških kartah list Ribnica (Buser, 1969, 1974) in Ljubljana (Premru, 1983) so raziskovalci registrirali številne deformacije radialnega tipa, ki pripadajo različnim prelomnim sistemom. Pomembnejše od njih sta Buser in Premru tudi poimenovala, nekatere oznake pa so iz starejšega obdobja. Tako omenja žužemberški, savski in laniški prelom že Rakovec (1954, 1955).

Na našo karto (sl. 1) smo vnesli vse močnejše — poimenovane — prelome in tiste, ki so se nam zdeli pomembni za tektonsko interpretacijo ozemlja. S posebno oznako pa smo evidentirali trase prelomov (po naši koncepciji), ki niso preverjene z delom na terenu.

Najbolj popolno študijo o neotektonskih prelomih v tem delu Slovenije je objavil Premru (1976). Premalo poznamo razmere na terenu, da bi lahko podali oceno pravilnosti teh ugotovitev zlasti glede absolutne in relativne starosti prelomnih sistemov. Naše pripombe so splošnega značaja, z nekaterih aspektov pa lahko dopolnimo staro interpretacijo.

Pogled na tektonsko karto ozemlja (sl. 1) nas prepriča, da so dinarsko usmerjeni prelomi (NW—SE) najbolj markantne oziroma najpomembnejše neotektonske deformacije na obravnavanem prostoru. Podobno kot v zahodni Sloveniji imajo ti prelomi tudi tod regionalni značaj, zato smo s posebnimi simboli povezali segmente, za katere menimo, da spadajo skupaj. Kljub razgibani morfologiji terena potekajo prelomi premočrtno, zato se pridružujemo mnenju starejših raziskovalcev, da imajo subvertikalno lego.

Od poimenovanih prelomov se nam zdi najbolj sporen savski prelom (Ra-

kovec 1954, Premru 1976, 1983), ki naj bi potekal nekaj km vzhodneje od Litije.

Pri natančnem proučevanju malješkega prostora v letu 1984 smo sicer ugotovili dinarsko usmerjeni prelom, vendar smo ga zaradi manjše intenzitete označili kot mamoljski po kraju Mamolj.

Številnih dinarsko usmerjenih prelomov, ki so na listih Ljubljana (Premru, 1983) in Ribnica (Buser, 1969) sicer evidentirani, raziskovalci niso poimenovali. Prelom, ki poteka mimo Iga dalje proti Kureščku, smo imenovali iški po vasi Ig, tistega, ki se vleče od Škofljice mimo Tabora v dolino Struga, pa struški.

Tudi močni prelom ki je znan z območja Grosuplja in se na vzhodnem obrobju Ljubljanskega barja priključi dobrepoljskemu, ni bil poimenovan; oznaka grosupeljski prelom zanj najbolj ustreza.

Enega izmed krakov žužemberškega preloma bi lahko poimenovali brezovški po vasi Brezovo.

Kazalo bi poimenovati tudi močni prelom, ki je bil evidentiran v bližini Stične in se nadaljuje proti NW mimo Poljan, Kožereje do hriba Polšnik ter se po naši interpretaciji povezuje s tistim v dolini Gostinca in s segmentom, predpostavljenim pri Domžalah. Uvajamo oznako stiški prelom po Stični oziroma po lokaciji na dokazanem delu trase.

Od stiškega preloma se odcepi vezni prelom, ki poteka mimo Debeč in se prisloni k subparalelnemu topliškemu prelomu. Govorimo o debeškem prelomu, poimenovanem po vasi Debeče.

Močan, a nepoimenovan je tudi prelom, ki poteka mimo kraja Primskovo; deformacijo označujemo kot primskovški prelom.

V okviru natančnega proučevanja rudišča Pleše v letih 1980 in 1981 smo registrirali in poimenovali še dva manj pomembna dinarsko usmerjena preloma, in sicer pleškega po vasi Pleše ter Pavšarjevega po domačiji Pavšar.

Tudi s sedanjimi raziskavami v dolini Besnice smo odkrili dinarsko usmerjeni prelom in ga označili kot Tablarjev po kmetiji Tablar.

Preseneča ugotovitev, da so od prečno dinarsko usmerjenih prelomov (NE—SW) poimenovali samo brezoviško-viški prelom (Premru, 1983), in še ta je domneven ter se nahaja pod kvartarnimi naplavinami Ljubljanskega polja. Drugod so raziskovalci sicer ugotovili prisotnost prečno dinarskega sistema prelomov, toda nobenemu niso pripisali večjega pomena in regionalnih razsežnosti.

Menimo, da imajo prečno dinarsko usmerjeni prelomi pri interpretaciji tektonske zgradbe tega prostora vsaj enako vlogo kot dinarski..

Na geološki karti list Ljubljana (Premru, 1983) najbolj izstopa premočrtni stik med karbonskimi in triasnimi skladi v coni Pugled—Polšnik. Menimo, da gre za enega najpomembnejših prečno dinarsko usmerjenih prelomov na obravnavanem prostoru in se po naši interpretaciji proti severovzhodu nadaljuje znotraj karbonskih kamenin ter pogojuje markantni zmik triasnih plasti vzdolž Save 5 km severovzhodno od Litije. Prelom smo poimenovali po znanem hribu Pugled kot pugledski prelom.

Bolj problematično je točno lociranje pugledskega preloma v smeri proti SW, kajti zgradba območja Molnik—Brezje—Pleše je nenavadno zapletena. Menimo, da obravnavani prelom tod pogojuje kontakt različnih delov dolskega

nariva in se nadaljuje pod aluvialno naplavino globoko zajedene doline proti premogišču Orle. Jugozahodnega podaljška tega preloma ne poznamo, vendar smo ga nakazali pod usedlinami Ljubljanskega barja.

Od 8 do 10 km jugovzhodneje izstopa na listu Ribnica (B u s e r, 1969) snop prečno dinarsko usmerjenih prelomov, ob katerih se stikajo prav različne kamenine. Najverjetneje imamo opraviti z dvema krakoma enega in istega preloma razsekanega z dinarsko usmerjenimi dislokacijami; po kraju Višnja gora smo prelom poimenovali kot višnjegorski in smo ga med tekstom že večkrat omenili.

Take razmere opazujemo na odseku med grosupeljskim in debeškim prelomom. Vzhodneje od tod razmere niso več tako jasne in naša interpretacija zahteva vzdolž dinarskih prelomov dolge desne zmike, kar bi kazalo preveriti.

Na ozemlju zahodno od grosupeljskega preloma na listu Ribnica (B u s e r, 1969) niso vrisali prelomne deformacije, ki bi jo lahko obravnavali kot jugozahodni podaljšek višnjegorskega preloma. Prepričani smo, da ta obstaja, vendar je prekrita s kenozojskimi usedlinami.

Višnjegorski prelom je po našem mnenju deformacija prvorazrednega pomena, saj na celotni dolžini razmejuje dolski nariv od »avtohtone podlage«.

Pri kartiranju območja Maljek v letu 1984 smo registrirali manj pomemben prečno dinarsko usmerjeni prelom in ga po potoku Štriglovec označili kot štriglovski prelom.

Proti jugozahodu se prelom verjetno nadaljuje mimo Gradišča in Šmartna pri Litiji proti kraju Leskovec. Na drugi strani stiškega preloma pa ima enako smer dislokacija, ki s severozahoda omejuje izdanek permsko-karbonskih kamenin pri Polici.

Tudi pri proučevanju rudišča Pleše smo pred leti ugotovili dva manj pomembna preloma tega sistema in ju označili kot vrhovški in Lampičev prelom. Na območju Besnice pa smo na novo evidentirali Pečarjev prelom; poimenovali smo ga po domačiji Pečar.

Menimo, da poteka prečno dinarsko usmerjeni prelom tudi med grajsko vzpetino in Golovcem. Zaradi grezanja severozahodnega bloka se stikajo glinovci enote *c* (Orlov vrh) neposredno k peščenjakom podenote b_2; govorimo o Gruberjevem prelomu.

Izmed nepoimenovanih prelomov naj omenimo še tistega, ki se po podatkih Osnovne geološke karte list Ljubljana (P r e m r u, 1983) javlja na jugovzhodnem obrobju Ljubljanskega polja in bi ga po vasi Sostro lahko označili kot sostrški prelom.

Izmed prelomov s smerjo vzhod—zahod izstopa na listu Ljubljana prelom vzdolž reke Save, ki ga je P r e m r u (1983) označil kot polšniški.

Znotraj permsko-karbonskih skladov in na njihovem južnem obrobju so raziskovalci registrirali več takih prelomov (nekatere s fotogeološko metodo), vendar v naši tektonski sintezi nobeden nima pomembne vloge.

Bolj pogostni in pomembni so meridionalno usmerjeni prelomi (N—S). P r e m r u (1976, 1983) opozarja zlasti na potresno aktiven ljubljanski prelom na območju samega mesta.

Subparalelno z njim poteka fotogeološko določeni prelom na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja, ki smo ga po naselju Zalog označili kot zaloški.

Njegov južni podaljšek je verjetno prelom pri rudišču Pleše, ki ga je opazil že Buser (1974, 36).

Zahodneje od rudišča je v literaturi večkrat omenjen laniški prelom (npr. Rakovec, 1955), ki v kombinaciji s proti zahodu nagnjeno narivno ploskvijo zaplete razmere na tem prostoru.

Daleč proti vzhodu je Premru (1983) poimenoval še litijski prelom.

Zanimivo je, da raziskovalci znotraj permsko-karbonskih skladov litijske antiklinale niso ugotovili prelomov tega sistema in tudi na naših natančno proučenih območjih (Besnica, Podlipoglav, Maljek) jih nismo našli.

Precej več meridialno usmerjenih prelomov je registriral Buser (1969) na listu Ribnica, vendar nobenega ni poimenoval.

Močan prelom s smerjo N—S so na karto vnesli južno od Grosuplja in bi ga po vzpetini Tabor lahko označili kot taborski prelom.

Severovzhodno od tod pritegne pozornost prelom, ki poteka mimo vasi Leskovec; oznaka leskovški prelom zanj zato ustreza.

Nastanek prelomnih sistemov in njih karakteristike je podal Premru (1976, 218, 224). Tudi po naših ugotovitvah so dinarsko in prečno dinarsko usmerjeni prelomi brez dvoma med najmlajšimi tektonskimi deformacijami na pregledanem ozemlju, saj sekajo vse plikativne in narivne strukture. Eni in drugi prelomi so nastali istočasno oziroma pod istim napetostnim stanjem pri usmeritvi glavnih, maksimalnih napetosti približno v smeri N—S in vertikalno lego B osi napetostnega elipsoida. Dinarsko usmerjeni prelomi so dominantni, prečno dinarski pa podrejenega pomena. Prelomi obeh sistemov so subvertikalni. Vse kaže, da ob dinarsko usmerjenih prelomih prevladujejo poševni desni zmiki velikostnega reda vsaj nekaj 100 m, ob prečno dinarskih pa so se bloki premikali za več 100 m vertikalno. Nastala je stopničasta zgradba.

Med iškim in struškim prelomom se je izoblikoval do 6 km širok, v dinarski smeri potekajoči tektonski jarek. Genetsko enaka, a v prečno dinarski smeri orientirana struktura pa je nastala med pugledskim in višnjegorskim prelomom; v strukturnih depresijah so se na enem in drugem mestu ohranili skladi dolskega nariva.

Po mnenju Premruja (1976, 1983) se je neotektonska aktivnost na tem prostoru pričela po spodnjepliocenski peneplenizaciji. V upravičenost razčlenjevanja neotektonske aktivnosti v 19 faz ter problematiko reaktiviranja prelomov (Premru, 1976) se zaradi pomanjkanja točnih podatkov ne spuščamo.

A contribution to the knowledge of the geological structure of the Sava Folds and their southern border

Summary

The Carboniferous beds of the Sava Folds (Figs. 1, 2) may be subdivided into three superposed units of the first order, *a*, *b* and *c* (Fig. 3).

The oldest unit *a* consists of dark grey argillite, and is at least 300 m thick. The unit *b* can be divided into subunits b_1, b_2 and b_3, the first subunit consisting of fast interbedding of fine sandstone, siltstone and argillite, the second one mainly of grey quartz sandstone, and the third one of quartz conglomerate. The total thickness of beds of unit *b* attains at least 1000 m.

The unit c consists of argillite, but most of it was eroded. It attains in western Slovenia a thickness of 300 m.

The age of the subunit b_2 has been lately proved by macroflora as Westphalian A (Kolar-Jurkovšek et Jurkovšek, 1985, 1986).

The distribution of lithological units in the Zasavje region supports the presence of an antiform. The argillites of the unit *a* are found in the core, and the conglomerates in the flanks of the fold whose axis strikes easterly.

The contact with Triassic beds on the southern margin of the Litija antiform is of overthrust character. Premru (1974, 1980, 1983) writes of the Dolsko overthrust which has been subdivided in detail by author of this paper.

In the first part of the Dolsko overthrust occur mostly the Middle and Upper Triassic carbonate rocks. The second part of the overthrust starts by Upper Paleozoic beds and terminates by the Upper Triassic beds. Both overthrusted sheets, which are at least several hundred meters thick, dip towards S or SW, and they are delimited downwards and upwards by inclined cuts.

The Upper Triassic and Jurassic beds of the southern margin of the map (Fig. 1) are in continuous connection with beds of the same age in western Slovenia which are considered parautochthon. The overthrust structure of the order of magnitude of 30 km as proved in the Idrija region (Mlakar, 1969, Placer, 1973) cannot die out on such a short distance, and therefore we consider also below the Paleozoic beds of the Sava Folds the presence of Mesozoic beds of the parautochton.

According to the results of seismic and geoelectrical measurements the high resistance carbonate beds occur in the depth of about 1.5 km. In contrast to the earlier interpretations of the structure of this territory the overthrust plane between the allochthon and the parautochthon does not crop out anywhere on the surface, but attains in the depth the subvertical neotectonic Višnja gora fault of cross-Dinaric strike, as shown in Fig. 2.

Literatura

Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija *8*, Ljubljana.

Buser, S. 1969, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Ribnica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1974, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač lista Ribnica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Šentrupertom. Geologija *3*, Ljubljana.

Grad, K. 1961, Geološke razmere v okolici Litije. Geologija 7, Ljubljana.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, List Kranj. Zvezni geološki zavod Beograd.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Kranj. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Ilotić, J. 1979, Probni seizmički radovi u okolici Ljubljane. Geofizika, Zagreb.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1985, Nova najdišča paleozojske flore v Posavskih gubah med Ljubljano in Litijo. Razprave IV. razr. SAZU, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1986, Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrsnika. RMZ *33*/1—2, Ljubljana.

Kossmat, F. 1903, Überschiebungen in Randgebiete des Laibacher Moores. C. R. IX. Geol. Intern., Vienna.

Kossmat, F. 1905, Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. Geol. R. A., Wien.

Kossmat, F. 1913, Die Adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Geol. Ges. *6*, Wien.

Kuščer, D. 1975, Ali so Posavske gube zgrajene iz narivov. Geologija *18*, Ljubljana.

Lipold, M. V. 1857, Geologische Aufnahmen in Krain. Jahrb. Geol. R. A., VIII Sitzungen, Wien.

Mioč, P. 1976, Prilog poznavanju tektonskih odnosa granične cone istočnih Posavskih bora i dinarskog šelfa. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije znanstvenog saveta za naftu SAZU, Zagreb.

Mioč, P. 1981, Tektonski odnosi savske navlake prema susjednim jedinicama u Sloveniji te njena veza sa širim jugoslovenskim područjem. Nafta *32*/11, Zagreb.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija *12*, Ljubljana.

Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija *16*, Ljubljana.

Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, List Postojna. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Postojna. Zvezni geološki zavod Beograd.

Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija *17*, Ljubljana.

Premru, U. 1975, Posavske gube so zgrajene iz narivov. Geologija *18*, Ljubljana.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija *19*, Ljubljana.

Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. Geologija *23*/2, Ljubljana.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Rakovec, I. 1954, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. Jug. geol. kongres — Bled, Ljubljana 1956.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina Ljubljanskih tal. Zgodovina Ljubljane, Ljubljana.

Ramovš, A. 1954, Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja, Geologija *2*, Ljubljana.

Ramovš, A. 1955, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jugoslovan. geol. kongres 27—34, Ljubljana.

Ramovš, A. 1963, Biostratigraphie der Trogkofelstufe in Jugoslawien. N. Jb. Geol. Paläontol. Mh. 1963/7, 382—388, Stuttgart.

Ramovš, A. 1965, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. Geol. vjesnik *18*/2, Zagreb.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1976, Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu. Geologija *19*, Ljubljana.

Ravnik, D. & Vida, M., 1984, Geoelektrične raziskave območja Lenart-Cerkvenjak in Janč, Ljubljana.

Tornquist, A. 1929, Die Blei — Zinklagerstätte der Savefalten von Typus Litija. Berg und Hüttenmännische Jb., 77/1—27, Wien.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Gesell., Wien.

GEOLOGIJA 28/29, 183—197, (1985/86), Ljubljana

UDK 551.78:553.98(497.12)=863

Poizkus iskanja organskih parametrov terciarnih sedimentnih kamenin v vzhodni Sloveniji

Search for organic parameters of the Tertiary sedimentary rocks in the eastern Slovenia. An attempt

Bogomir Jelen
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V letih od 1981 do 1983 napravljeni poizkus raziskave o nastanku in pojavljanju nafte in zemeljskega plina v vzhodni Sloveniji ni uspel zaradi številnih težav. Zato članek prinaša le nekatere rezultate optične in kemične analize organske snovi in mineraloške analize kamenine. Pokazale so, da je organska snov v spodnjemiocenskih plasteh, kjer je geotermična stopnja visoka, že na metagenetski stopnji pretvorbe. Zunaj območja visoke geotermične stopnje je organska snov zgornjeoligocenskih plasti na prehodu iz diageneze v katagenezo. Tudi ostali organski parametri kažejo, da so lahko bile spodnjemiocenske plasti v severovzhodni Sloveniji matična kamenina.

Abstract

The study of the formation and occurrence of oil and gas in eastern Slovenia was undertaken during the years 1981 to 1983. The attempt was not successful due to many difficulties. Results of optical, chemical, and mineralogical analysis carried out on well core samples are presented. It appears that the organic matter form the Lower Miocene sedimentary rocks is at the outset of the metagenesis in the parts where geothermal gradient is high. Other organic parameters indicate that the Lower Miocene beds in north-eastern Slovenia can be reasonably considered as a possible source rock.

Uvod

V vzhodni Sloveniji so ležišča in pojavi nafte ter zemeljskega plina. Pridobivanje in iskanje novih ležišč teče tam že nekaj desetletij. Vse dosedanje raziskave pa niso bile zasnovane na temeljnih poznavanjih izvora, razmer nastajanja in migriranja ogljikovodikov. Ne poznamo tudi možnosti za nastanek nafte in zemeljskega plina drugod po Sloveniji. Hiter razvoj instrumentalnih analiznih metod po šestdesetem letu je pripeljal do novih pogledov, ki niso bili upoštevani v raziskavah na nafto in zemeljski plin v Sloveniji in tudi ne

v Jugoslaviji. Rezultat novih pogledov je organsko geokemični in geološki model takšnih raziskav, po zgledu katerega sem načrtoval raziskavo. Nameraval sem z instrumentarno analizo in geološko-temperturno-časovnim modelom začeti ocenjevati možnosti nastanka fosilnih ogljikovodikov v Sloveniji. Z raziskovanjem sem pričel tam, kjer so že ležišča in pojavi fosilnih ogljikovodikov. V letih od 1981 do 1983 sem v okviru usmerjenega raziskovalnega programa Nafta, plin in termalne vode izvedel začetne poizkusne določitve organskih parametrov sedimentnih kamenin v vzhodni Sloveniji. Analizne metode sem izbral glede na raziskovalne možnosti in razpoložljiva finančna sredstva. Številne težave, nakopičene predvsem okoli pridobivanja vzorcev in instrumentarnih analiz, so me vodile h kasnejši odločitvi, da s takšno raziskavo preneham. Zato članek samo obvešča o poskusu takšne raziskave in o nekaj dobljenih rezultatih.

Načrtovanje raziskave in metodika dela

Izhodišče modela za iskanje možnosti za nastanek fosilnih ogljikovodikov, ki sem ga nameraval uporabiti, je ugotavljanje treh med seboj neodvisnih organskih parametrov kamenin: 1. količine organske snovi, 2. kvalitete organske snovi in 3. zrelosti organske snovi. Kvaliteta organske snovi (tip kerogena), ki je odvisna od biokemične zgradbe izhodne organske snovi, določa genetični potencial orgnske snovi in tipe ter relativne količine iz nje nastalih ogljikovodikov. Količina organske snovi (TOC — skupni — totalni organski ogljik) določi genetični potencial kamenine in pove, ali je lahko nastala zadostna količina ogljikovodikov, potrebna za migracijo. Zrelost organske snovi (dosežena faza ireverzibilne kemične pretvorbe organske snovi, ki je odvisna od temperature in časa) pove, v kateri fazi je nastajanje ogljikovodikov, katere faze so že potekle in kakšen je delež v prejšnjih fazah nastalih ogljikovodikov. Ne pove pa, v katerem geološkem času so posamezne faze potekale. Vsi trije parametri naj bi se prikazali v obliki loga (zapisa sprememb z globino), kajti posamezni vzorci so nezanesljivi pokazatelji tendence porazdelitve vrednosti parametrov. Ko so dosežene določene vrednosti parametrov, so izpolnjeni trije pogoji za matično kamenino. Četrti pogoj, iztisljivost nastalih ogljikovodikov, še ni merljiv.

Sledi faza raziskave, ko moremo določiti položaj matične kamenine v geološkem modelu. V tej fazi je zelo pomembno pravilo poznavanje litostratigrafije in kronstratigrfije. Kronostratigrafija se običajno postavi po biokronologiji.

Zatem se v geološki model vrišejo izolinije zrelosti, izračunane iz matematičnega odnosa med kinematiko kemične pretvorbe organske snovi, temperaturo in časom. Izolinije zrelosti na geološkem modelu določajo čas in kraj nastanka ogljikovodikov ter posredno migracijske in kolektorske razmere v okolici.

Druga in tretja faza tega modela raziskave temeljita na nekaterih predpostavkah omenjenega odnosa in geološkega modela. Zato je približnost tega, v praksi potrjenega modela raziskovanja, tem manjša, čim bolj se geološki in matematični model približujeta ničelni hipotezi.

Za določitev organskih parametrov kamenine je na razpolago veliko število instrumentarnih analiz. Glede na raziskovalne in finančne zmožnosti sem raziskavo omejil na fizikalno-kemično analizo kerogena. V času raziskovanja do-

segljive analize metode so izbrane tako, da so za ocenitev potencialnosti kamenine za nastanek ogljikovodikov potrebni parametri po možnosti kontrolirani vsaj po enkrat (tab. 1). Določitev TOC in atomskega razmerja H/C ter O/C je bila napravljena na Kemijsko tehnološkem sektorju REK E. Kardelja v Trbovljah. Masnospektrometrično analizo ^{13}C in ^{12}C so opravili na Institutu Jožef Stefan v Ljubljani. Merjenje odsevne sposobnosti huminita in vitrinita ter mikroskopiranje v odsevni svetlobi sem izvedel na Odseku za geologijo, FNT, Univerza E. Kardelja v Ljubljani. Raziskavo organskega faciesa v presevni svetlobi sem opravil na Geološkem zavodu v Ljubljani. Indeks kristaliničnosti illita je bil prav tako izmerjen na Geološkem zavodu Ljubljana.

Pri analizah, ki sem jih sam izvedel, sem se držal pogojev merjenja in določitev, ki jih priporočajo S t a c h et al. (1975) in S t a p l i n (1969). Električna napetost v merilnem delu instrumentiranja za merjenje odsevne sposobnosti

Tabela 1. Uporabljene analizne metode za ocenitev količine, kvalitete in zrelosti kerogena

Table 1. Applied analytical methods for kerogen characterization

Analiza / Analysis; Ocenitev / Estimation	TOC	H/C, O/C	$\delta^{13}C$	Organski facies Organic facies	R_o	SCI	IK
Količina Quantity	◯						
Kvaliteta Quality		◯	o	◯			
Zrelost Maturity		○			◯	○	o

Uspešnost ocenitve: Efficiency: ◯ zelo dobra exellent ○ dobra fair o slaba low

TOC Skupni - totalni organski ogljik - Total organic carbon

H/C Atomsko razmerje med vodikom in ogljikom - Atomic ratio

O/C Atomsko razmerje med kisikom in ogljikom - Atomic ratio

$\delta^{13}C$ Izotopska sestava $^{13}C/^{12}C$ glede na PDB standard v ‰ - The carbon isotopic composition $^{13}C/^{12}C$ of kerogen versus PDB standard (in ‰)

Organski facies: Organska snov glede na njeno sestavo določeno v presevni in odsevni svetlobi mikroskopa

R_o Odsevna sposobnost huminita oziroma vitrinita v imerzijskem olju v % - Huminite and vitrinite reflectance in oil (in %)

SCI Stopnja zrelosti organske snovi določena po barvi spor in peloda. Skala po Robertson Research geochemistry laboratories - Spore coloration index according to Robertson Research geochemistry laboratories

IK Indeks kristaliničnosti illita - Illite crystallinity index

organskih klastov oziroma maceralov premoga med merjenjem ni bila zadovoljivo stabilizirana, zato so izračunane R_o vrednosti huminita in vitrinita približne (R_o — odsevna sposobnost organskih klastov in maceratov premoga v imerzijskem olju v odstotkih).

Zaradi zahtev raziskave sem vztrajal pri analiziranju jeder vrtin. Prizadeval sem si za izdelavo logov, pa čeprav s postopnim dopolnjevanjem. Uspelo mi je zagotoviti si vzorce iz petišovskega naftno-plinskega polja v vrtini 2 od globine 2868 do 3148 metrov in iz globin 117 ter 315 metrov nad njim v vrtini 1. Vrzel med 315. in 2868. metrom sem poskušal zapolniti z vzorci jedra vrtine 3 med 700 in 875 metri. Ker je bila vrtina 3 izvrtana na soboškem masivu, sem spremenil geološke pogoje merjenja zrelosti organske snovi. Še dostopni deli jedra vrtine 4 so omogočili raziskavo kamenine spodnjemiocenske starosti (R i j a v e c, 1976), za katero P l e n i č a r (1973) misli, da je matična za ogljikovodike severovzhodne Slovenije. Zunaj območja pojavljanja ogljikovodikov v severovzhodni Sloveniji sem za raziskavo iskal prevrtane starejše terciarne plasti. Zanimala me je predvsem zrelost organske snovi nad andezitnimi vulkanskimi izlivi.

Podatki o vrtinah in vzorcih za raziskavo

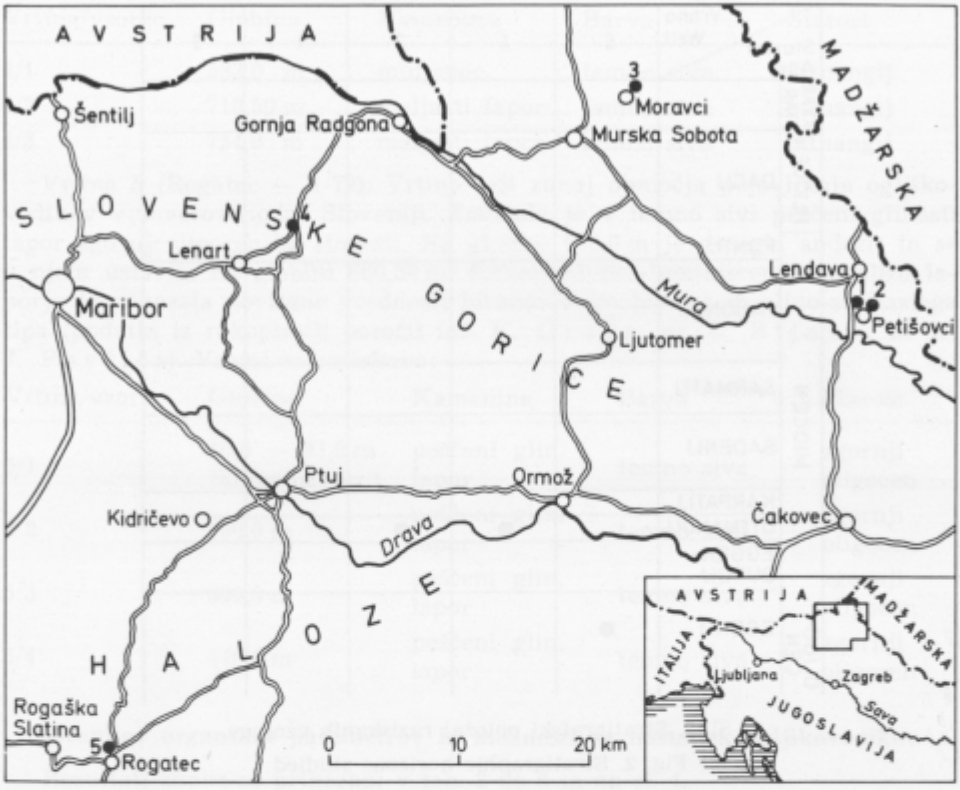
Mesta vrtanja vrtin kaže slika 1. Statigrafski položaj vzorcev in njihove današnje globine so prikazani na slikah 2 in 3.

Vrtina 1 (Petišovci premog — 1/81). Vrtina je bila izvrtana nad petišovskim naftno-plinskim poljem. Končno globino 450 m je dosegla v zgornjepontijskih plasteh (podatka sta iz rokopisnih poročil inž. K. G r a d a in inž. Ž. Š k e r l j). Vzorci za raziskavo:

Vrtina/vzorec	Globina	Kamenina	Starost
1/1	117,40 m	lignit	pliocen
1/2	315,0 m	lignit	zgornji pontij

Vrtina 2 (Petišovci gas — 6/81). Vrtina je bila izvrtana v petišovsko naftno-plinsko polje. Ustavili so jo v členu čentiba murskosoboške formacije na globini 3200 m. Začetek člena čentiba je na globini 2002 m (podatki iz rokopisnega poročila inž. B. V r b a n o v c a in inž. J. N o v a k a). Za vzorčevanje sem imel na razpolago jedra vrtine od globine 2868 do 3148 metrov. Vzorci za raziskavo:

Vrtina/vzorec	Globina	Kamenina	Barva	Starost
2/1	2868,0 m	peščeni lapor	temno siva	srednji do spodnji miocen
2/2	2876,20 m	lapor	temno siva	srednji do spodnji miocen
2/3	3147,90 m	lapornati pešč.	temno siva	srednji do spodnji miocen



Sl. 1. Položajna skica vrtin z raziskanimi vzorci

Fig. 1. Sites of the wells studied

Vrtina 3 (Moravske Toplice — 6/82). Vrtina je bila izvrtana na soboškem masivu. Dosegla je globino 907,0 m. Jedrovali so med 730,0 in 902,0 metra. Jedrovani del vrtine je pontijske starosti (podatki so iz rokopisnih poročil dr. L. Žlebnika in inž. Ž. Škerlj). Vzorci za raziskavo:

Vrtina vzorec	Globina	Kamenina	Barva	Starost
3/1	740,50 m	glina	siva	pontij
3/2	782,70 m	lignit	siva	pontij
3/3	804,30 m	organska glina	črna	pontij
3/4	875,30 m	lapor	svetlo siva	pontij

Vrtina 4 (Benedikt —2 74 (76)). Vrtina je prevrtala spodnjesarmatijske, badenijske in karpatijske plasti. V plasti ottnangijske starosti so zavrtali približno na globini 266 m. Na 757. metru pa so zavrtali v metamorfno podlago terciarnim plastem (Novak, 1977, Rijavec, 1976). Za vzorčevanje so bili dostopni ostanki jedra med 533. in 724. metrom. Vzorci za raziskavo:

Starost / Age	Vrtina / Well 5	4	2	1	3
KVARTAR					
PLIOCEN – DACIJ					
PLIOCEN – PONTIJ				●	●
MIOCEN – PANONIJ					
MIOCEN – SARMATIJ					
MIOCEN – BADENIJ					
MIOCEN – KARPATIJ					
MIOCEN – OTTNANGIJ		●	●		
MIOCEN – EGGENBURGIJ					
OLIGOCEN – EGERIJ	●				

Sl. 2. Stratigrafski položaj raziskanih vzorcev
Fig. 2. Stratigraphic horizons studied

Globina / Depth (in m)	Vrtina / Well 5	4	2	1	3
100	●			●	
200	●				
300	●			●	
400	●				
500		●			
600					
700		●			●
800					●
2800			●		
2900			●		
3000					
3100			●		
3200					

Sl. 3. Današnje globine raziskanih vzorcev
Fig. 3. Present-day depth of the studied core samples

Vrtina/vzorec	Globina	Kamenina	Barva	Starost
4/1	533,0 m	muljevec	temno siva	ottnangij
4/2	718,50 m	meljasti lapor	temno siva	ottnangij
4/3	724,0 m	meljasti lapor	temno siva	ottnangij

Vrtina 5 (Rogatec — 1/79). Vrtina leži zunaj območja pojavljanja ogljikovodikov v severovzhodni Sloveniji. Zavrtala je v temno sivi peščeni glinasti lapor zgornjeoligocenske starosti. Na globini 616,0 m je dosegla andezit in se v njem ustavila na globini 660,20 m. Bituminološko-luminiscentna analiza laporja je pokazala povišane vrednosti bitumnov smolastega in oljno-smolastega tipa (podatki iz rokopisnih poročil inž. K. G r a d a , dr. L. R i j a v e c in dr. J. P a v š i č a). Vzorci za raziskavo:

Vrtina/vzorec	Globina	Kamenina	Barva	Starost
5/1	80,0 — 91,0 m (kompozit. vz.)	peščeni glin. lapor	temno siva	zgornji oligocen
5/2	190,0 m	peščeni glin. lapor	temno siva	zgornji oligocen
5/3	300,0 m	peščeni glin. lapor	temno siva	zgornji oligocen
5/4	440,0 m	peščeni glin. lapor	temno siva	zgornji oligocen

Ocenitev organskih parametrov in možnosti za nastanek ogljikovodikov

Rezultati analiz so prikazani v tab. 2 do 6 in na sl. 4.

Pretvorba organske snovi pontijskega stratigrafskega nivoja v vrtini 1 in 3 je na stopnji srednje diageneze. V tej fazi kemične pretvorbe nastajajo diagenetski plin CH_4 in CO_2 ter heteroatomski bitumni. Za nastajanje ogljikovodikov je organska snov na diagenetski stopnji pretvorbe nedozorela (tab. 7, sl. 4). Z vrednostmi R_o je določen rang premogu pontijskega stratigrafskega nivoja. Premog v vrtini 1 lahko po DIN standardu uvrstimo v prehod med mehkim in trdim premogom, v vrtini 3 pa v temni trdi rjavi premog. Z ozirom na globino in lego na soboškem masivu pretvorba organske snovi v vrtini 3 ni dosti napredovala glede na pretvorbo v vrtini 1.

V petišovskem naftno-plinskem polju je pretvorba organske snovi na globini od 2868,0 do 3147,90 metra dosegla srednjo katagenetsko stopnjo, ki je optimalna za nastanek tekočih ogljikovodikov (tab. 7, sl. 4). Na globini 3147,90 m se že približa fazi lomljenja ogljikovih verig nastalih tekočih ogljikovodikov. Koliko časa so te plasti v optimalni fazi nastajanja tekočih ogljikovodikov, bi pokazal geološko-temperaturno-časovni model. Organska snov nižje ležečih plasti, globine ne poznamo, je torej že prešla optimalno fazo nastajanja tekočih ogljikovodikov in je v optimalni fazi nastajanja »mokrega« plina, še nižje pa suhega plina (CH_4, CO_2, H_2S in N_2). V vrtini 4 je dosežena takšna zrelost organske snovi. V vzorcih ugotovljeni organski facies ima majhen genetični potencial za nastanek ogljikovodikov. Med pretvorbo odda največ CH_4 in CO_2 ter nekaj aromatične nafte, katere količina je odvisna od deleža mikroorganizmov.

Tabela 2. Rezultati analiz vzorcev jedra vrtine 1 pri Petišovcih

Table 2. Source-rock data of core samples from the 1st well near Lendava (Petišovci)

Vrtina/Vzorec Well/Core sample	Globina Depth	Kamenina Rock	R_o	SCI
1/1	117,40 m	lignit lignite	0,25 | 0,1 0,1 | 0,5	2
1/2	315,0 m	lignit lignite	0,34 | 0,05 0,3 | 0,5	2-3

$\frac{\bar{R}_o \mid s}{R_{o\,min.} \mid R_{o\,max.}}$:

$\bar{R}_o$ Povprečna vrednost 100 meritev
Mean value of 100 measurements

s Standardni odklon
Standard deviation

$R_{o\,min.}$ Najnižja izmerjena vrednost
$R_{o\,max.}$ Najvišja izmerjena vrednost
- Range

Razlaga ostalih znakov je pri tabeli 1
For further explanation see table 1

Tabela 3. Rezultati analiz jedra vrtine 2 pri Petišovcih

Table 3. Source-rock data of core samples from the 2nd well near Lendava (Petišovci)

Vrtina/Vzorec Well/Core sample	Globina Depth	Kamenina Rock	TOC	Organski facies Organic facies	R_o
2/1	2868,0 m	peščeni lapor sandy marl	1,41	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic	0,94 | 0,1 0,6 | 1,3
2/2	2876,20 m	lapor marl	1,48	amorfen amorf	
2/3	3147,90 m	lapornati peščenjak marly santstone	1,32	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic	0,99 | 0,1 0,7 | 1,3

Razlaga znakov pri tabelah 1 in 2
For explanation see table 1 and 2

Tabela 4. Rezultati analiz vzorcev jeder vrtine 3 pri Moravcih

Table 4. Source-rock data of core samples from the 3th well near Murska Sobota (Moravci)

Vrtina/Vzorec Well/Core sample	Globina Depth	Kamenina Rock	Organski facies Organic facies	H/C	O/L	R_o	SCI
3/1	740,50 m	glina clay	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic ~5 % sporinita sporinite cca 5 %	1,19	0,28	-	2-3
3/2	782,70 m	lignit lignite	premog coal	0,97	0,30	0,29 | 0,02 0,22 | 0,32	2-3
3/3	804,30 m	organska glina organic clay	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic do ~5 % sporinita sporinite up to cca 5 %	1,16	0,27	-	2-3
3/4	875,30 m	lapor marl	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic do ~5% sporinita sporinite up to cca 5 %	1,10	0,25	0,39 | 0,08 0,28 | 0,51	2-3

Razlaga znakov pri tabelah 1 in 2

For explanation see table 1 and 2

Tabela 5. Rezultati analiz vzorcev jeder vrtine 4 pri Benediktu v Slovenskih goricah

Table 5. Source-rock data of core samples from the 4th well near Benedikt in Slovenske gorice

Vrtina/Vzorec Well/Core sample	Globina Depth	Kamenina Rock	TOC	Organski facies Organic facies	H/C	O/C	$\delta^{13}C$	R_o	SCI	IK
4/1	533,0 m	muljevec mudstone	3,10	amorfni do semiamorfni amorphons to semiamorphons	0,40	0,06	-20,57	2,20 | 0,06 2,10 | 2,25	-	-
4/2	718,50 m	meljasti lapor silty marl	3,20	amorfni do semiamorfni amorphons to semiamorphons	-	-	-	-	-	-
4/3	724,0 m	meljasti lapor silty marl	3,06	amorfni do semiamorfni amorphons to semiamorphons	0,40	0,05	-20,45	2,66 | 0,05 2,53 | 2,69	-	5

Razlaga znakov pri tabeli 1 in 2

For explanation see table 1 and 2

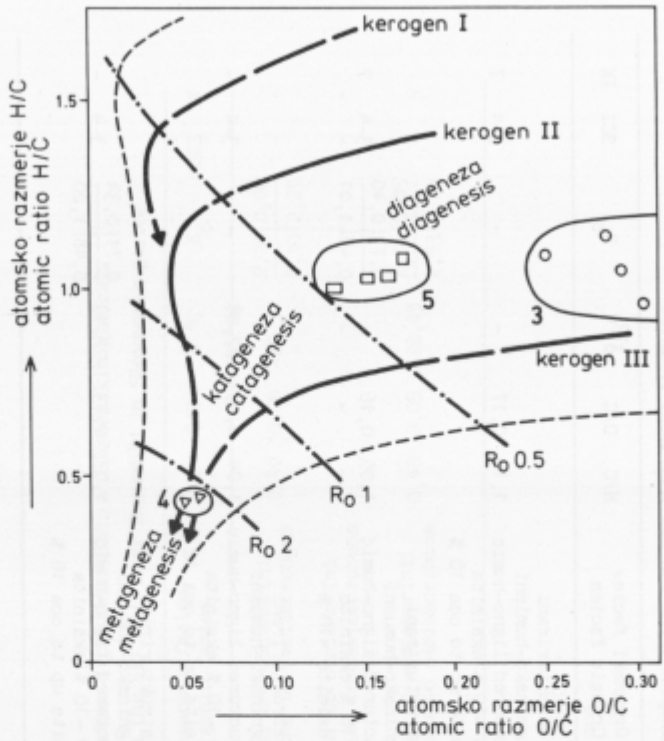
Tabela 6. Rezultati analiz vzorcev jeder vrtine 5 pri Rogatcu

Table 6. Source-rock data of core samples from the 5th well near Rogatec

Vrtina/Vzorec Well/Core sample	Globina Depth	Kamenina Rock	TOC	Organski facies Organic facies	H/C	O/C	$\delta^{13}C$	R_o	SCI	IK
5/1	80,0-99,0 m composit sample	peščeni glinasti lapor sandy clayey marl	1,48	strukturirani ligninsko-humisni structured ligno-humic do ~10 % eksinita exinite up to cca 10 %	1,10	0,17	-	-	3-4	7
5/2	190,0 m	peščeni glinasti lapor sandy clayey marl	1,52	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic <10 % eksinita exinite <10 %	1,05	0,16	-	0,73 | 0,40 0,48 | 1,01	3-4	7
5/3	300,0 m	peščeni glinasti lapor sandy clayey marl	1,21	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic do ~10 % eksinita exinite up to cca 10 %	1,04	0,15	-22,28	-	3-4	-
5/4	440,0 m	peščeni glinasti lapor sandy clayey marl	1,73	strukturirani ligninsko-humusni structured ligno-humic do ~10 % eksinita exinite up to cca 10 %	1,0	0,13	-22,10	0,71 | 0,34 0,48 | 1,20	3-4	-

Razlaga znakov pri tabeli 1 in 2

For explanation see table 1 and 2



Sl. 4. Vzorci s poznanim razmerjem H/C in O/C na van Krevelenovem (dopolnila Tissot & Welte, 1978) diagramu
Fig. 4. Studied core samples with known H/C and O/C atomic ratio in the van Krevelen diagram. Sheme of kerogen evolution from Tissot & Welte (1978)

Zgodnjo metagenetsko stopnjo pretvorbe organske snovi v vrtini 4 dokazujejo rezultati treh analiznih metod (tab. 5, sl. 4). Na ostanek organskega ogljika (rezidualni ogljik) v spodnjemiocenskih plasteh je pred kratkim pokazala tudi piroliza (rock — eval analiza) vzorcev iz vrtine Murski gozd-6 od globine 3200 do 3800 metrov. Po skali umerjenja paleotemperatura — stopnja pretvorbe organske snovi odgovarja na globini 3400 m izmerjeni temperaturi $R_o \geqslant 2{,}0$. Ugodna je tudi ocenitev kvalitete in količine organske snovi v vrtini 4. Amorfni do semiamorfni organski facies je lahko zelo primeren za nastanek ogljikovodikov. Njegov genetični potencial je odvisen od sestave, ki pa na stopnji metageneze ni več določljiva. Semiamorfni del pa je le pokazal prisotnost ligninsko-humusne snovi v organskem faciesu. Čeprav analiza $\delta\,^{13}C$ ne da povsem dobrih in analitičnih podatkov, sem kljub temu poskušal z njeno pomočjo približno ugotoviti kvaliteto organske snovi. Primerjava vrednosti $\delta\,^{13}C$ vzorcev iz vrtin 4 in 5 (tab. 5—6), kjer je sestava organskega faciesa vzorcev iz vrtine 5 poznana, pokaže, da je bilo razmerje H/C v vzorcih iz vrtine 4 večje kot v vzorcih iz vrtine 5 (glej na sl. 4). Količina TOC presega povprečno vrednost klastičnih matičnih kamenin. Če vrednosti TOC pomenijo ostanek organskega ogljika, potem je bila izhodna količina ogljika vsaj dvakrat tolikšna.

Tabela 7. Stopnje pretvorbe in zrelosti organske snovi. Diageneza, katageneza, metageneza in metamorfoza po Tissot & Welte, 1978

Table 7. Stages of transformation of organic matter. Diagenesis, catagenesis, metagenesis and metamorphism after Tissot & Welte, 1978

Stopnja pretvorbe Transformation stages		Stopnja zrelosti Maturation stages	
Diageneza Diagenesis	Zgodnja Early R_o ~0,2	Nedozorela Immature	Hidrogeli Hidrogel
	Srednja Middle R_o ~0,4		
R_o ~0,5	Pozna Late	Prehod k zrelosti Transition to maturity	Bitumogeli - Bitumogel
Katageneza Catagenesis	Zgodnja Early R_o ~0,6		
	Srednja Middle R_o ~1,3	Dozorela Fully mature	
R_o ~2	Pozna Late		
Metageneza Metagenesis	Zgodnja Early R_o ~3	Prehod k prezorelosti Transition to post-mature	Huminosol
R_o ~4	Pozna Late	Prezorela Post-mature	
Metamorfoza Metamorphism			

Parametri organske snovi, kakršni so bili ugotovljeni v vrtini 4, podpirajo P l e n i č a r j e v o (1973) domnevo, da so spodnjemiocenske plasti matična kamenina za nafto in plin v severovzhodni Sloveniji.

Stopnja pretvorbe organske snovi zunaj območja pojavljanja ogljikovodikov v severovzhodni Sloveniji je v zgornjeoligocenskih plasteh v vrtini 5, odloženih nad andezitnimi kameninami, na prehodu iz diageneze v katagenezo. Vrednosti $R_0 \simeq 1$ se ne ujemajo s podatki ostalih analiznih metod, vrednosti R_0 okoli 0,5 pa so z njimi usklajene (tab. 6, sl. 4). Bituminološko-luminiscentna analiza je pokazala povišano vsebnost bitumnov smolastega in oljno smolastega tipa, ker organska snov prične na prehodu iz nedozorelosti v dozorelost oddajati več heteroatomskih, smolastih bitumnov. Kvaliteto organske snovi določajo mejne vrednosti H/C med kerogenom II in III.

Zaključek

Srednjediagenetsko stopnjo pretvorbe pontijskega stratigrafskega nivoja skladno potrjujejo R_o, SCI, kurilna vrednost premoga in stopnja gelifikacije. Razlika med pretvorbama v vrtini 1 in 3 ni izrazitejša, ker je geotermična stopnja na obeh krajih podobna. Dobljeni razliki je vzrok samo večja globina.

V vrtini 2 je bila na globini 2875 m izmerjena temperatura 125 °C. Na skali umerjena paleotemperatura — stopnja pretvorbe organske snovi tej temperaturi odgovarja vrednost R_o med 0,9 in 1. Izmerjeni vrednosti R_o, na osnovi katerih sem določil srednjekatagenetsko stopnjo pretvorbe, se dobro ujemata z vrednostima na skali umerjenja.

Zgodnja metagenetska stopnja pretvorbe, ugotovljena v spodnjemiocenskih plasteh v vrtini 4 med 533,0. in 724,0. metrom, je kar presenetljivo visoka. Dokazujejo jo rezultati treh analiznih metod. Geotermična stopnja je tam še danes zelo visoka. Na globini 635 m doseže temperatura 65 °C (N o v a k , 1977). Podobnost s stopnjo pretvorbe v spodnjemiocenskih plasteh v vrtini Murski gozd — 6, kjer po skali umerjenja paleotemperatura — stopnja pretvorbe organske snovi odgovarja na globini 3400 m izmerjeni temperaturi $R_o \geqslant 2{,}0$, je lahko prepričljiva. Tako naj bi organska snov spodnjemiocenskih plasti prešla diagenetske in vse katagenetske faze nastajanja ogljikovodikov in je v fazi oddajanja »suhega« plina.

Tudi preostala dva parametra sta ugodna. Zdajšnja vsebnost TOC, ki že presega povprečno vrednost za klastične matične kamenine, je pri določeni stopnji pretvorbe najmanj polovica izhodnega organskega ogljika. Kvaliteta organske snovi, ki je na stopnji metagenetske pretvorbe, je nedoločljiva. Po primerjavi organskih faciesov in vrednosti $\delta\,^{13}C$ predpostavljam večji genetični potencial (večje razmerje H/C) organske snovi v vrtini 4, kot ga ima kerogen II—III v vrtini 5.

Zgornje ugotovitve podpirajo P l e n i č a r j e v o (1973) domnevo, da so spodnjemiocenske plasti lahko matična kamenina za nafto in plin v severovzhodni Sloveniji.

Organska snov v vrtini 2 raziskanega intervala je bolj neprimerna za nastanek ekonomskih količin ogljikovodikov zaradi tipa organske snovi, strukturiranega kerogena III, in ker so vrednosti TOC dosti pod povprečjem klastičnih matičnih kamenin.

V vrtini 5 določena pretvorba kaže, da je organska snov od zgornjeoligocenskih plasti navzgor, vsaj južno od Haloz, za nastanek ogljikovodikov nedozorela.

Zahvala

Raziskava je bila odvisna od instrumentarnih analiz, ki so jih napravili dr. T. Dolenec, inž. M. Mišič in inž. T. Žuža. V merjenje odsevnosti organskih klastov in maceralov premoga me je uvedel C. Gantar. Citiranje podatkov iz svojih rokopisnih poročil so dovolili inž. K. Grad, dr. L. Rijavec, inž. Ž. Škerlj in dr. L. Žlebnik. Vsem se toplo zahvaljujem za sodelovanje in pomoč.

Literatura

Novak, D. 1977, Benedikt — 2 pri Lenartu v Slovenskih goricah. Proteus *39*, 357—358, Ljubljana.

Pleničar, M. 1973, Možnost nastajanja naftnih nahajališč v Halozah in Slovenskih goricah. Rudarsko-metalurški zbornik, 191—197, Ljubljana.

Rijavec, L. 1976, Biostratigrafija miocena v Slovenskih goricah. Geologija, *19*, 53—82, Ljubljana.

Stach, E., Mackowsky, M. Th., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. & Teichmüller, R. 1975, Textbook of coal petrology. 428 pp. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Staplin, F. L. 1969, Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Bull. Petrol. Geol. *17*, 47—66, Ottawa.

Tissot, B. P. & Welte, D. H. 1978, Petroleum formation and occurrence. 538 pp., Springer-Verlag, Berlin.

GEOLOGIJA 28/29, 199—203 (1985/86), Ljubljana

UDK 561:551.782.791(497.12)=863

Palinološke raziskave v velenjskem premogovnem bazenu

Palynologische Untersuchungen im Kohlenbecken von Titovo Velenje

Alojz Šercelj
Biološki inštitut ZRC SAZU, Novi trg 5, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Palinološko so bile preiskane krovninske plasti 11 globokih vrtin iz raznih lokacij Velenjskega premogovnega bazena. Vrtina Pt-9 je dala stratotip gornjepliocenske vegetacije, pri vseh drugih pa so zaradi nehomogenosti pelodonosni le posamezni odseki, ki se bolj ali manj ujemajo s stratotipom. Vendar so te analize le omogočile ločitev krovnine v pliocenske in pleistocenske odseke različne debeline.

Auszug

Die Sedimente des Hangenden aus 11 Tiefbohrungen, durchgeführt an verschiedenen Stellen des Kohlenbeckens von Titovo Velenje, wurden palynologisch untersucht. Die Tiefbohrung Pt-9 ergab einen guten Stratotyp der oberpliozänen Vegetation, während in anderen wegen der Inhomogenität der Sedimente nur einzelne Abschnitte pollenführend sind. Jedoch kann man auf Grund dieser Untersuchungen, pliozäne und pleistozäne Abschnitte von unterschiedlicher Stärke trennen.

Prvo palinološko raziskavo mešanega premogovnega vzorca iz rudnika je opravil Pantić (Weyland et al., 1958). Pelod je v premogu slabo ohranjen in so navedeni le taksoni, ki jih je bilo tedaj mogoče določiti. Zato najbrž tudi ni bila opravljena kvantitativna analiza vsaj manjšega števila posameznih vzorcev. V publikaciji je navedenih dvajset taksonov, in to po morfološki nomenklaturi, delno kot definitivno določenih, delno le tipološko primerjanih z drugimi nahajališči, ali kot nov tip.

S pelodnimi analizami 160 m globoke vrtine Pt-9 s severovzhodnega roba kadunje, ki zajema premog in krovnino, smo dobili pelodni stratotip za srednji in zgornji pliocen velenjske kadunje (Šercelj, 1968). Ker vrtina obsega precejšen časovni razpon, je razumljivo, da je skupna palinoflora veliko bogatejša s taksoni, seveda na različnih sukcesijskih in časovnih stopnjah.

V spodnjem delu, to je v premogu in v delu krovnine, so značilni predvsem iglavci »taksodijske flore« — *Taxodium, Sequoia, Cupressaceae, Sciadopitys.* Zastopana je še vrsta drugih iglavcev; *Pinus* tip *diploxylon* in *P.* tip *haploxylon,*

Picea excelsa, Picea omorikoides, Abies, Cedrus, Tsuga, Pseudotsuga ter *Cycadineae*. Tako visokih pelodnih vrednosti peloda *Pseudotsuga-Larix*, kakršne je za premogovnike v Kočevju in Kanižarici ugotovila Budnar-Tregubov (1961), nismo ugotovili niti tu niti v Kočevju (Šercelj et Dozet, 1982).

Iglavsko floro so kasneje vedno bolj izpodrivali listavci in pri vrhu profila je prevladovala listavska vegetacija, v kateri je končno dosegla prvo mesto bukev. Seveda je bila to »terciarna« bukev z najmanj dvema vrstama, najverjetneje *Fagus* cf. *crenata* in *F.* cf. *feroniae*, od katerih je ena zahodni in druga vzhodni element.

Pri makroskopskem pregledu jeder iz vrtine smo vedno znova opazovali, da pri tej in tudi pri vseh kasneje preiskovanih vrtinah med makroskopskimi ostanki prevladujejo odtisi listov in semen listavcev (*Fagus, Acer, Carpinus, Alnus*). Redko smo dobili odtise iglavcev (*Taxodiaceae, Cupressaceae*). Pelodna slika pa kaže dominacijo iglavcev. Tafocenoze so pač slika krajevno in časovno ozko omejene vegetacije.

Med listavci so pomembni predvsem *Fagus* (dve terciarni vrsti), *Carya, Pterocarya, Engelhardtia, Juglans, Nyssa, Ilex, Zelkova, Ostrya, Castanea, Carpinus, Quercus, Tilia, Ulmus* in drugi. Ta pelodni diagram je služil za primerjavo pri kasnejših palinoloških raziskavah v velenjskem bazenu, saj dovolj razločno kaže značilno postopno spreminjanje vegetacije. To pomeni, da v tem dolgem obdobju še ni bilo ostrejših klimatskih motenj in pretresov. Tudi sediment je v tej vrtini homogen — peščena in bolj ali manj karbonatna glina, kar pomeni usedanje v mirnem jezerskem zalivu. Vse to kaže, da predstavlja pelodni diagram realno sliko razvoja vegetacije do konca pliocena.

Drugi profil, z najdišča mastodontov na pobočju pod nekdanjo vasjo Škale pa kaže že čisto drugačno vegetacijo, čeprav je profil oddaljen od vrtine Pt-9 komaj 500 m. V tem profilu ni več visokih vrednosti peloda terciarne bukve. Drugi terciarni elementi so sicer še zastopani v pelodni sliki, vendar z nižjimi odstotnimi vrednostmi. Palinocenoza kaže, da je med vrhnjim delom vrtine Pt-9 in bazo mastodontovega profila vegetacijska vrzel. Po tem sklepamo, da je pod profilom z mastodonti še skladovnica sedimentov iz vmesnega obdobja, v katerem je, sodeč po učinkih na vegetacijo, prišlo do poslabšanja podnebja. Ohladitve so morale biti med tem časom kar precejšnje, saj se je takrat pojavila alpska drežica (*Selaginella selaginoides*), ki je arktični element. Podoben primer imamo tudi v vrtini Jug-2 v Križevcih (Šercelj, 1969).

Ker ima flora tega obdobja še precej terciarnih elementov, pa vendarle kaže znamenja ohladitve, smo uvrstili ta profil v čas začetnih plestocenskih ohladitev, villafrankij. Tako so tudi v teh plasteh najdeni ostanki mastodontov villafrankijske starosti (Rakovec, 1968). Takšno uvrstitev dopušča tudi primerjava z najbolj znanim villafrankijskim profilom v kraju Leffe pri Bergamu (Lona et Follieri, 1957).

Kasnejše obsežnejše raziskave raznih plio-pleistocenskih flor v nahajališčih severne Italije so izkristalizirale mnenje, da naj bi bila ločnica med pliocenom in pleistocenom oziroma villafrankijem tako imenovana tiberijska faza oziroma njen zgornji del. Glavna značilnost te ločnice je zaton taksodijske flore in tej sledeča zmerno hladna vegetacija, hkrati z naselitvijo školjke *Arctica islandica* v Mediteranu (Lona et Bertoldi, 1973). Pri nas nismo mogli sprejeti

upada taksodijske flore za pliopleistocensko mejo, ker pelodni diagram vrtine Pt-9 ne kaže, da bi bile po postopnem upadanju taksodijske flore nastopile kakršnekoli spremembe v vegetaciji kot posledica klimatskih sprememb. Floristično podobo je spremenil le postopen prehod na listavsko vegetacijo s terciarnimi elementi. Močnejša ohladitev in prave spremembe v vegetaciji so nastopile šele v časovnem presledku med vrhom profila Pt-9 in bazo mastodontovega profila. Ta odsek pa tu manjka. Taksodijska flora je bila torej pri nas v zatonu že pred tiberijsko fazo, čeprav se njeni elementi občasno pojavljajo tudi kasneje. Tako nam je za velenjsko kadunjo kot edino mogoča plio-pleistocenska ločnica ostal značilni upad bukve in nekaterih drugih terciarnih taksonov (*Cedrus, Sciadopitys, Pseudotsuga-Larix*). Ti elementi so bili tudi pri raziskavah novejših vrtin biostratigrafska ločnica.

Novejše vrtine (P7-r/75, P3-t/76, S14-t/77 S22-t/77, S21-u/77, P6-p/79, P12-s/79, P0-7p/80, S13-m/80, PF-s/81) so stratigrafsko bolj zapletene, kajti izvrtane so bile na sredini premogovne kadunje, v katero so se pahljačasto zlivale vode s severa. Zato jezerske sedimente prekinjajo zdaj tu zdaj tam fluvialni vložki ter sta sedimentacija in palinocenoze v vsaki vrtini nekoliko drugačni, tako da ju ni mogoče v celoti korelirati. Vsem skupen je le upad listavcev z bukvijo. V tem se še najbolj ujemajo rezultati vseh raziskav: elektrokarotaže, stratigrafije, malakologije in palinologije. Toda za nadrobnejšo korelacijo bo potrebnih še veliko primerjav.

Sklepi

Večina palinoloških raziskav v velenjskem premogovnem bazenu je bila opravljena v krovnini. V premogu je pelod slabo ohranjen, v močno razkrojeni ksilitični komponenti pa ga sploh ni. Vse preiskane vrtine se po pelodni vsebini sicer v glavnem ujemajo, v nadrobnostih pa je le težko korelirati posamezne odseke. Ujemajo se v tem, da imamo v spodnjem delu še bolj ali manj rudimentno taksodijsko floro, ki v zgornjem delu postopno prehaja v listavsko, toda še vedno s terciarnimi elementi, med katerimi dominira bukev z najmanj dvema vrstama.

Čas upada bukve in z njo tudi terciarne listavske vegetacije ter dvig kvartarnih iglavcev smo postavili kot mejnik med pliocenom in pleistocenom. Takrat se tudi prvič pojavi arktični element *Selaginella selaginoides* (kot v Mediteranu *Arctica islandica*). Upad taksodijske flore pri nas še ne more pomeniti plio-pleistocenske ločnice tako kot v Italiji, ker se je pri nas to zgodilo prej, pa naj je to bilo zaradi klimatskih ali zgolj zaradi edafskih vzrokov.

Če primerjamo pliocenske flore v Sloveniji in na Hrvaškem — iz Kočevja in Kanižarice (Budnar-Tregubov, 1961), Ivanjca (Šoljarić, 1952), Lepavine (Erceg, 1960) — z velenjsko, bomo med njimi našli malo podobnosti, razen skupnih elementov. Lahko bi jih označili kot bolj ali manj samostojne flore raznih odsekov pliocena. To je razumljivo, saj nobena vegetacija ali flora ne more trajati v enaki sestavi milijone let. Najboljši dokaz je postglacialna vegetacija, katere razvoj je prešel v pičlih deset tisoč letih štiri ali pet različnih gozdnih faz, in to v približno enakih klimatskih razmerah.

Zato tudi ne moremo govoriti o pliocenski vegetaciji Slovenije ali Jugoslavije, saj se flore petih bližnjih nahajališč ujemajo le v nekaterih skupnih

elementih, manj pa po (palino)cenozah. Pravilneje bo torej označevati fosilne flore po nahajališčih in ne po regijah, na primer: pliocenska flora Lepavine, pliocenska flora Kočevja, Titovega Velenja, Kanižarice, tako kot je navada v monografijah.

Palynologische Untersuchungen im Kohlenbecken von Titovo Velenje

Zusammenfassung

Die erste palynologische Untersuchung der Braunkohle von Titovo Velenje ist im Rahmen eines Forschungprojektes an Braunkohlen der Balkanhalbinsel durchgeführt worden (Weyland, Pflug et Pantić, 1958). Wie aus den Abbildungen auf Tafel 13 ersichtlich, ist der Erhaltungszustand der Pollenkörner schlecht. Das ist wahrscheinlich auch der Grund, dass nur zwanzig Taxa bestimmt werden konnten. Sie werden nach der morphologischen Nomenklatur angeführt. Nur einen Teil davon haben die Autoren mit den botanischen Taxa in Beziehung gebracht, einige dagegen sind nur als Typen angegeben.

Erst die palynologischen Untersuchungen der Braunkohle und des Hangenden aus der Tiefbohrung Pt-9 von 160 m Stärke am nordöstlichen Rand des Kohlenbeckens haben einen guten Stratotyp ergeben (Šercelj, 1968).

Da dieser Teil des ehemaligen Sees offensichtlich eine ruhige Bucht war, ist die Sedimentation gleichmässig und somit auch die Pollenablagerung störungsfrei vor sich gegangen. Das ist der Grund, dass das Pollendiagramm als mehr oder weniger ununterbrochen angesehen werden kann. Ein starker Beweis ist der störungsfreie Entwicklungsverlauf der Vegetation. Von einer Koniferenflora mit *Taxodium, Sequoia, Cupressaceae, Cedrus* u. a. im unteren Teil ging die Vegetation allmählich in eine Laubholzvegetation über, in welcher die *Fagus* (mit zwei Arten) die höchsten Pollenwerte erreicht. Diesem Profil wurde das pliozäne Alter zugesprochen.

Der daneben liegende, jedoch stratigraphisch superponierte Aufschluss mit Skelettresten von Mastodonten weist aber eine Pollenflora auf, die von derjenigen in Pt-9 stark abweicht. Die üppige Laubholzflora, insbesondere der Buchenwald, sind inzwischen stark zurückgedrängt worden. Da noch ein markantes arktisches Element, *Selaginella selaginoides*, in dieser Vegetation erscheint, durfte der Schluss gezogen werden, dass dieses Profil schon dem Pleistozän angehöre. Somit fällt auch die plio-pleistozäne Grenze in den Zeitraum zwischen dem obersten Teil des Profils Pt-9 mit Buchen-Maximum, und die Basis des Mastodonten-Profils, das zusammen mit den Mastodonten in das Villafranchium zu setzen ist (Rakovec, 1968; Šercelj, 1968).

Im Vergleich mit den reichen plio-pleistozänen Floren in Italien (Lona et Follieri, 1957; Lona et Bertoldi, 1973) sollen die wichtigsten Unterschiede angeführt werden. In Italien haben die *Taxodium*-Floren erst am Ende der Tiberischen Phase ihren Untergang erlitten und sind von einer mässig kühlen Vegetation ersetzt worden, was von den Autoren als Folge einer Klimaverschlechterung und zugleich als die Grenze Pliozän-Pleistozän angesehen wird. Es sind die Lokalitäten Stirone, Castell'Arquato, Pietrafitta, Villafranca d'Asti und Leffe. Zur Zeit der Vegetationsänderung haben sich im mediterranen Raum *Arctica islandica* und *Hyalina baltica* angesiedelt.

Zur gleichen Zeit war aber in der weiten Umgebung von Titovo Velenje und auch von Križevci in Nordkroatien im Profil Jug-2 »arktische« *Selaginella selaginoides* vorhanden, wie die Pollenanalyse zeigt (Šercelj, 1968, 1969).

Die später untersuchten Profile von 10 Tiefbohrungen in mittleren Teil des Kohlenbeckens egaben Grundsätzlich dasselbe Vegetationsbild: Im unteren Teil mit Elementen der *Taxodium*-Flora, im oberen überwiegen die Laubhölzer mit mehr oder weniger *Fagus*.

Quartäre Schichten dagegen sind meist sehr arm an Pollen oder sogar pollenfrei. Diese Erscheinung scheint von den Sedimentationsverhältnissen abhängig zu sein. Der mittlere Teil des Beckens war im Pliozän Mündungsbereich der Abflussgewässer vom Pohorje-Gebierge, während im Pleistozän der See schon mehr oder weniger in Verlandung begriffen war, worauf meist terrestrische Sedimente hindeuten.

Jedoch konnte man trotz dieser ungünstigen Verhältnisse alle Tiefbohrungen durch Abwechslung von Koniferenfloren und Rückgang der Buchen-Laubwaldvegetation einigermassen korrelieren.

Literatura

Budnar-Tregubov, A. 1961, Mikropaleobotanička istraživanja uglja iz Kočevja i Kanižarice. Vesnik Zav. geol. geofiz. istraž., A. *19*, 277—286, 4 tabele, 3 table, Beograd.

Erceg, B. 1960, Analiza spora i polena iz lignita Lepavine. Geol. vjesnik, *13*, 133—144, tab. 1—3, Zagreb.

Lona, F. & Bertoldi, R. 1973, La storia del Plio-Pleistocene Italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine. Atti Acc. Naz. Lincei — Memorie, Ser. *8*, 11, Sez. 3, 1—47, fig. 1—17, tav. 1—13, Roma.

Lona, F. & Follieri, M. 1957, Successione pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo). Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich, *34*, 86—98, fig. 1—5, Bern und Stuttgart.

Rakovec, I. 1968, O mastodontih Šaleške doline. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *11*/8, 299—350, tab. 1—5, Ljubljana.

Šercelj, A. 1968, Pelodna stratigrafija velenjske krovnine — plasti z ostanki mastodontov. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *11*/10, 377—397, Ljubljana.

Šercelj, A. 1969, Palinološke raziskave staropleistocenskih sedimentov iz severne Hrvatske. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *12*/6, 243—255, tab. 1 Ljubljana.

Šercelj, A. & Dozet, S. 1982, Prispevek h kronostratigrafiji premoških, pliokvartarnih in kvartarnih usedlin v kočevski kotlini. Rudarsko-metalurški zbornik, *29*/2—3, 111—120, tab. 2, Ljubljana.

Špoljarić, Z. 1952, Anatomska i polenanalitska istraživanja nekih lignita iz sjeverne Hrvatske. Prirodosl. istraž., JAZU, *25*, 129—226, tab. 1—4, Zagreb.

Weyland, A., Pflug, H. & Pantić, N. 1958, Untersuchungen über Sporen- und Pollenflora einiger jugoslawischen und griechischen Braunkohlen, Palaeontographica, B, *105*, 75-124, Taf. 1—18, Stuttgart.

GEOLOGIJA 28/29, 205—218 (1985/86), Ljubljana

UDK 552.33:549.08:551.78(497.12)=863

Peridotitne nodule v bazaltnem tufu pri Gradu v Prekmurju

Peridotite nodules in alkali basaltic tuff in the Grad area of Prekmurje

Ana Hinterlechner-Ravnik in *Miha Mišič*
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Peridotitne nodule smo našli vključene v plasteh alkalnega bazaltnega tufa in tufita, ki se razprostirajo med limničnimi plastmi najmlajšega pliocena na območju Grada v Prekmurju. Glede na sodobni kemijski model lupinasto zgrajene Zemlje predstavljajo peridotitne nodule drobce zgornjega plašča. Podajamo kemijske, mineralne ter strukturne značilnosti peridotitnih nodul in vulkanskih kamenin. Z rentgensko difrakcijsko metodo smo v tufu alkalnega bazalta določili habazit, phillipsit, analcim, Ca-montmorillonit, thenardit in sadro skupaj z ohranjenimi prvotnimi vulkanskimi minerali. Ugotovljena mineralna združba je posledica diageneze ob plitvem pogrezanju mladih kamenin.

Abstract

Peridotite nodules in alkali basaltic tuff and tuffite intercalated in Late Pliocene sediments of limnic origin occur in the Grad area of Prekmurje, and represent regarding the present chemically zoned model for the Earth structure its upper mantle fragments. Chemical and mineral compositions for a peridotite nodule and an alkali basalt fragment are given. By X-ray powder diffraction method in the alkali basaltic tuff the mineral association chabazite, phillipsite, analcime, Ca-montmorillonite, thenardite, and gypsum together with inherited volcanic minerals was determined, indicating diagenetic mineral facies.

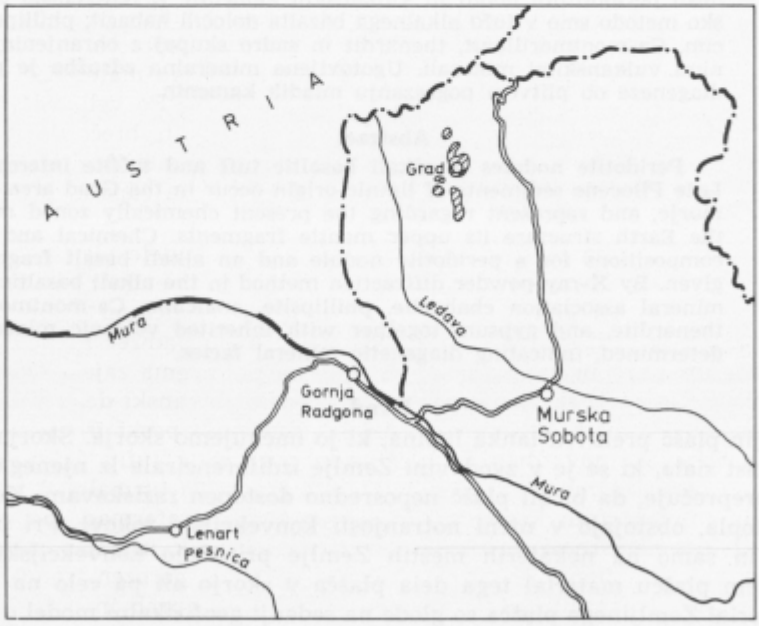
Uvod

Zemljin plašč prekriva tanka lupina, ki jo imenujemo skorja. Skorja je zelo tanka plast siala, ki se je v zgodovini Zemlje izdiferencirala iz njenega plašča. Skorja preprečuje, da bi bil plašč neposredno dostopen raziskavam. Ker pa je Zemlja topla, obstojajo v njeni notranjosti konvekcijski tokovi. Pri posebnih pogojih in samo na nekaterih mestih Zemlje prinašajo konvekcijski tokovi v zgornjem plašču material tega dela plašča v skorjo ali pa celo na površje. Tak material Zemljinega plašča so glede na sedanji geofizikalni model o zgradbi Zemlje tudi peridotitne nodule, ki so vezane na vulkanske kamenine alkalne bazaltne sestave. Pri nas jih najdemo v severovzhodni Sloveniji. Ogledali si bomo geološke pogoje nastopanja ter strukturne, mineralne in kemijske značilnosti teh kamenin.

Geološke razmere

Plasti bazaltnega tufa in tufita so razširjene pri nas samo kot manjši erozijski ostanki na Goričkem (sl. 1). Lepo so odkrite v dveh opuščenih kamnolomih v okolici Grada, kjer so jih nekoč izkoriščali za gradbeni kamen. Vulkanski drobci so se mešali s sedimentnimi v limničnem okolju. Večjih izdankov bazalta ni. Jugozahodno od zaselka Kaniža izdanja izpod bazaltnega tufa okrog 12 m² velika golica črno sivega bazalta (C i g l a r , 1979). Bazaltni izdanek nima enotne strukture, kar kaže na periferni del bazaltnega izliva. Z vrtanjem pa je bilo dokazano, da nima večjega obsega. Predstavlja samo večji blok, ki so ga verjetno prinesli gosti kalni tokovi tufskega in sedimentnega materiala. Ker na našem terenu nimamo primarnih lavinih izlivov, so za določanje vrste magme pomembni vsi večji kosi in bloki bazalta.

Debelina tufskih skladov pri Gradu je samo nekaj sto metrov. Ta material je bil zaradi močne vulkanske eksplozije prinesen najdlje od izvornega področja. Deloma je verjeten tudi kratek prenos materiala v vodi. Glavni center vulkanskega delovanja je bil v sosednji Avstriji v bližini meje, na območju Klöcha, Gleichenberga in še severneje, kjer so ohranjene vulkanske oblike ter debele plasti lave in tufa (W i n k l e r , 1926, 1927; T o l l m a n n , 1985). Glede na podatke Osnovne geološke karte SFRJ Goričko in tolmača k njej (P l e n i č a r , 1968, 1970) so bazaltni tufi in tufiti vključeni v zgornjepliocenske deloma sprijete plasti kremenovega rečnega proda, peska, laporja in gline. Po zadnjih



Sl. 1. Lokacija bazaltnega tufa s peridotitnimi nodulami pri Gradu, Prekmurje
Fig. 1. Location map of basaltic tuff with peridotite nodules at Grad, Prekmurje

avstrijskih podatkih (F l ü g e l et N e u b a u e r, 1984) je vulkanizem nekoliko mlajši in ga uvrščajo v obdobje pliocen/pleistocen, kar meni sedaj tudi P l e n i č a r (ustmeno sporočilo). Na izravnani relief bazaltnih tufov in tufitov so odložene samo do nekaj 100 m debele plasti kremenovega proda in peska, s katerimi se konča pogrezanje tega dela obrobja Panonske kotline (F u c h s, 1980).

Ta najmlajša faza vulkanizma je v sosednjem območju Avstrije in Madžarske na vzhodnem obrobju Alp tolmačena kot končna faza terciarnega vulkanizma. Vulkanizem je posledica popolne subdukcije oceanske plošče; zato se je povišala gostota toplotnega toka, kar je še vedno značilno za Panonsko kotlino Teoretično imajo alkalne bazaltne magme, ki vsebujejo od alkalij kalij in natrij, najglobljі izvor med bazaltnimi lavami. Izhajajo iz zgornjih delov plašča, to je iz globine okoli 100 km. Nastajajo z delnim do 5 % taljenjem plašča, ki je peridotitne sestave (H o l l o w a y, 1976). Dokaz za to so svetlo zelene peridotitne nodule, ki jih nosijo s seboj. S silnimi s plini bogatimi erupcijami so te magme zdrobile dele plašča in skorjo kontinentov ter po razpokah prodrle na Zemljino površino. Zato alkalne magme nosijo s seboj razen drobcev plašča še drobce skorje, ki jih lahko najdemo tudi v tufu pri Gradu.

Značilnosti bazalta in njegovega tufa

Vulkanski pojavi so vezani na magme, ki vsebujejo le malo hlapnih snovi, med temi predvsem H_2O in CO_2. Vendar se ti plini pri hitrem adiabatskem dvigu magme po globokih razpokah ob velikem padcu tlaka glede na tistega, pri katerem je magma nastajala, razširijo, eksplozivno sproste in povzročajo silne erupcije z drobljenjem zelo viskoznega magmatskega materiala. Tako so nastale tudi piroklastične bazaltne kamenine pri Gradu. Po velikosti drobcev opazujemo prehode med drobnozrnatim, grobozrnatim in brečastim vulkanskim materialom; drobnozrnati je bolj pogosten. V nekaterih drobcih so še ohranjeni številni plinski mehurčki — votlinice, večinoma zapolnjeni s sekundarnimi minerali, med katerimi so zanimivi zlasti zeoliti.

Eksplozivna bazaltna magma je trgala ob prodiranju dele plašča in skorje. Tako najdemo v plasteh razen vulkanskih številne kose metamorfnih kamenin: aplitni gnajs, sljudnati gnajs, blestnik in kvarcit z različnimi mikrostrukturami. Onečiščen je tudi sam bazaltni material. V njem namreč najdemo posamezna zrnca kremena in kvarcita, ki jih je bazaltna magma zajela in so sedaj vanj vključeni (tabla 1, sl. 1). Razen tega so padali vulkanski delci v limnično sedimentacijsko območje, kjer so se usedali kremenovi peski in prodniki ter glinasto-karbonatna snov. Zato tuf večinoma prehaja v tufit. Od primesnih mineralov je pogosten muskovit, zelo redka sta granat in turmalin, ki izhajajo iz razpadlih metamorfnih kamenin. Primes so tudi intraformacijsko presedimentirani mladi finozrnati kalcitno-kremenov peščenjak in laporasti drobci. V tufskih plasteh najdemo številne koščke lesa. Tuf je porozen, vendar trdno sprijet. Vezivo med bazaltnimi drobci tufa in tufita so prah in bolj fini vulkanski drobci, deloma rekristaliziran kalcit, klorit, glinasta snov in zeoliti.

Osnova bazaltnih drobcev je pod polarizatorjem neenotna, kriptokristalna, motna in vključuje neprosojen prah, verjetno hematit. Le redki vulkanski drobci so ohranjeni kot prosojno rjavkasto steklo s številnimi mikroliti. Drobci so

spremenjeni. Ustrezno se megaskopsko črna barva svežih tufskih bazaltnih drobcev spremeni v rjavkasto. Spremembe v drobcih najverjetneje ustrezajo palagonitizaciji. V drobcih so ohranjeni magmatski idiomorfni, delno nataljeni in nalomljeni vtrošniki kakor tudi majhni kristali avgita, redkeje olivina in rogovače (tabla 1, sl. 1). Drobne plagioklazove letvice in K-glinenec niso pogosti. Nekateri večji avgitovi kristali so značilno conarni in lamelarni. Jedro kristalov in nekatere cone so verjetno zaradi primesi kroma izrazito zelene. Fluidalno strukturo fragmentov, ki je pogosta, nakazujejo drobni usmerjeni zgoraj našteti minerali in stisnjeni mandlji (tabla 1, sl. 2 in 3). Rogovača ne nastopa samo kot vtrošnik, temveč tudi kot samostojen do 3 cm velik svež kristal. Zrna rogovače, ki je megaskopsko črno zelena, v mikroskopu pa rjavkasta, so redko tudi intenzivno zelena ali brezbarvna. Na nekaj mestih je rogovača kalcitizirana. Veliki kristali amfibola so zrasli že v plašču. Njihova rast je posledica nastanka alkalnih bazičnih talin amfibolove sestave in/ali metasomatoze, vedno ob prisotnosti vode. Prvi ali drugi način nastanka se odraža v večji ali manjši količini slednih prvin (K u r a t et al., 1980). Amfibol najdemo tudi v peridotitnih nodulah.

Svež, po mikrostrukturi nehomogen vzorec bazalta pri Kaniži, ki ga je prinesel K. Ciglar, smo kemijsko in rentgensko analizirali (tabela 1). Prav rentgenski podatek, da vsebuje kamenina veliko količino nefelina, nas je spodbudil za kemijsko analizo. V mikroskopu nefelina nismo mogli ugotoviti. Torej nastopa v polprosojni osnovi bazalta. Od kemijsko določene vrednosti kremenice pa smo morali odšteti 11 ut. % nefelinovemu bazaltu vsekakor tuje, vendar v mikroskopu določene klastične kremenove primesi, da smo v normativni sestavi lahko izračunali nefelin, ki je ugotovljen rentgensko. Analizirano kamenino označujemo kot alkalni bazalt oziroma natančneje kot nefelinov bazanit.

Med vulkanskimi in vulkansko-sedimentnimi delci, ki so se odložili v vodi, pride takoj ob usedanju in kasneje ob pogrezanju plasti pri naraščajočih temperaturah ali tlakih postopno do vedno novih medsebojnih reakcij, ki vodijo preko diageneze v metamorfozo. Vulkanski pesek in prah, ki ga sestavljajo vulkansko steklo in visokotemperaturni vtrošniki, kot so pirokseni, olivini in rogovače, od trenutka usedanja v sedimentnem bazenu glede na nizko temperaturo, nizek tlak in prisotnost vode s komplicirano ionsko sestavo niso v ravnotežju. Zato postaneta neobstojna. Prve nove mineralne asociacije so med seboj lahko samo v približnem ravnotežju. Večinoma so prve spremembe vezane na drobnozrnato osnovo, ki lepi preostala reliktna zrna izhodnih kamenin. Nove minerale najdemo tudi v spremenjenih steklastih fragmentih, v žilicah in v mandljih. Prvi novi minerali so zaradi fine zrnavosti optično neopredeljivi, deloma zaznavni le kot spremenjeno vulkansko steklo. Zato je potrebno pri preiskavi spremenjenih vulkanskih kamenin in tufskih sedimentov uporabiti rentgensko difrakcijsko tehniko.

Razen struktur in podedovane vulkanske mineralne sestave, ki smo jih lahko ugotovili že optično, smo za stopnjo sprememb pri litifikaciji raziskanega bazaltnega tufa in tufita rentgensko določili poleg klastičnega kremena in muskovita, magmatske rogovače, avgita in hematita pomembne habazit, phillipsit, analcim, levynit (?), thenardit, sadro, Ca-montmorillonit in goethit. Med vsemi naštetimi zeoliti smo v mikroskopu z gotovostjo lahko ugotovili samo dobro

kristaliziran phillipsit. Vsi ostali so skriti v polprosojni osnovi spremenjenih drobcev bazaltnega stekla in v vezivu med njimi. Phillipsit je poleg kalcita v vezivu preiskanih vzorcev najbolj pogost mineral, nastopa pa tudi v mandljih vulkanskih drobcev in v zelo tankih žilicah. Vendar opazujemo v mandljih nekaterih drobcev samo klorit ali pa kalcit. Phillipsit tvori žarkovito vlaknate agregate. Vlakna so dolga do 0,2 mm. Žarkovito vlaknati agregati so večinoma conarno grajeni. Posamezne cone so brez barve, vendar so izmenično rahlo rjavkaste zaradi primesi gline ali pa limonita. Vlakna kažejo rahlo razliko v stopnji dvoloma (tabla 1, sl. 2 in 3; tabla 2, sl. 1, 2, 3 in 4).

Mineral phillipsit ($(\frac{1}{2}\ Ca, K, Na)_5 [Al_5Si_{11}O_{32}] \cdot 10\ H_2O$) in njegova združba s habazitom ($(Ca, Na_2) [Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6\ H_2O$), analcimom ($Na [AlSi_2O_6] \cdot H_2O$), levynitom (?) ($(Ca, Na_2, K_2) [Al_2Si_4O_{12}] \cdot 6\ H_2O$), thenarditom ($Na_2SO_4$) (Tröger, 1979), sadro in Ca-montmorillonitom sta bila v Sloveniji prvič določena (sl. 2). Po literaturnih podatkih pa je phillipsit precej razširjen zeolit, ki kristalizira ob habazitu, analcimu in vsaj delno avtigenem montmorillonitu v zelo različnem okolju. Tako je prisoten v vulkanskih geotermalnih območjih (Kristmannsdóttir et Tómasson, 1978), v mladih diagenetsko spremenjenih globokomorskih sedimentih (Iijima, 1978; Stonecipher, 1978) in v kontinentalnem rečno-jezerskem ali bolj zaprtem slanem alkalnem jezerskem okolju (Sersale, 1978; Surdam et Sheppard, 1978). Glede na sedimente in nanje vezane bazaltne vulkanske drobce, ki so razširjeni na raziskovanem ozemlju, ustrezajo geološke razmere, v katerih so rasli ugotovljeni diagenetski minerali, kontinentalnim rečnim in jezerskim — limničnim.

Phillipsit je avtigen mineral, ki nastane iz spremenjenega alkalnega bazaltnega stekla. Tudi v sedimentih, kjer je bil ugotovljen phillipsit, je bila kemično ali pa optično vedno določena vsaj primes bazičnega vulkanskega stekla ali palagonita. Zeolit phillipsit je značilen za mlade kamenine, katerih starost je mlajša od spodnjega pliocena. V starejših nastopa namesto phillipsita klinoptilolit (Karstner et Stonecipher, 1978). Vendar je za rast klinoptilolita potrebna večja vsebnost kremenice, visoko razmerje Si/Al in nizko razmerje Ti/Al (Stonecipher, 1978). Zelo pomembna je ionska sestava pornih vod, ki je po literaturnih podatkih zelo kompliciranа.

Značilen za združbo phillipsita s habazitom je tudi analcim, ki pa ga v naših vzorcih ni veliko. Medtem ko habazit in phillipsit v zaprtem hidrografskem okolju slanih alkalnih jezer lahko kristalizirata neposredno iz spremenjenega alkalnega bazaltnega stekla oz. gelaste snovi, pa kristalizira analcim iz že obstoječih zeolitov (Surdam et Sheppard, 1978). Ta mineral naj bi bil tudi zaradi manjše vsebnosti vode glede na prva dva zeolita obstojen pri nekoliko višji temperaturi.

V raziskanih mladih bazaltnih tufih in tufitih smo ugotovili ohranjene kristale avgita, olivina in manj pogosto plagioklaza, večinoma spremenjeno neprosojno rjavkasto steklo osnove vulkanskih fragmentov ter novo rast zeolitne združbe habazit, phillipsit, analcim s thenarditom, sadro in Ca-montmorillonitom. Rast zeolitov pripisujemo diagenetskim procesom po usedanju vulkanskih bazaltnih delcev v limničnem sedimentacijskem območju. Mineralna združba je značilna za zgodnje stanje hidratacije vulkanskega stekla.

Tabela 1. Kemijska sestava

Table 1. Chemical composition

Alkalni bazalt Alkali basalt	ut. % wt. %	corr. %	Lherzolitna nodula Lherzolite nodule	ut. % wt. %	corr. %
SiO_2	47,8 * - 11 %	42,43	SiO_2	44,4	44,29
TiO_2	1,84	2,12	TiO_2	0,15	0,15
Al_2O_3	13,5	15,80	Al_2O_3	3,40	3,37
Fe_2O_3	6,09 ** f = 0,9	2,08	Fe_2O_3	2,53	2,53
Cr_2O_3	0,016	-	Cr_2O_3	0,44	0,44
FeO	5,25	10,50	FeO	6,10	6,08
MnO	0,18	0,21	MnO	0,18	0,18
MgO	6,74	7,77	MgO	40,0	39,89
CaO	9,73	11,22	CaO	2,80	2,80
Na_2O	3,75	4,32	Na_2O	0,27	0,27
K_2O	2,12	2,44	K_2O	0,03	-
P_2O_5	0,96	1,11	P_2O_5	0,06	-
CO_2	0,48	-	CO_2	0,03	-
S	0,019	-	S	0,01	-
Žaroizguba Ign. loss	2,02	-			
	99,996	100,00		100,40	100,00

Z rentgensko difrakcijo ugotovljena mineralna sestava

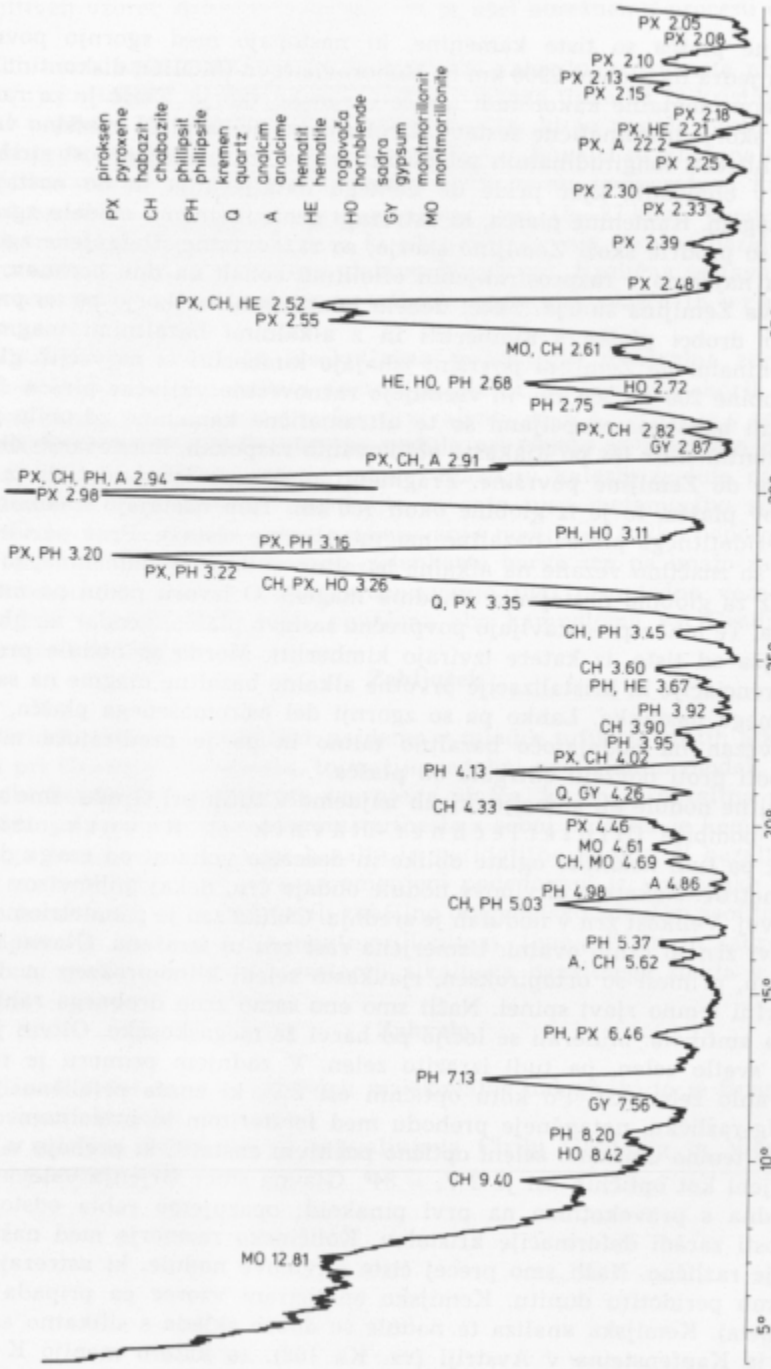
Mineral composition by X-ray powder diffraction

	CIPW norma (ut. %) CIPW norms (wt. %)		CIPW norma (ut. %) CIPW norms (wt. %)	
nefelin - nepheline	or	5,84	ab	2,10
klinopiroksen - cpx	an	16,40	an	8,06
olivin - olivine	ne	19,88	wo	2,44
plagioklaz - plagioclase	lc	6,76	en	2,01
kremen - quartz	wo	13,36	fs	0,13
rogovača - hornblende	en	7,43	en	18,17
illit/muskovit - illite/mu	fs	5,54	fs	1,58
apatit - apatite	fo	8,37	fo	55,44
magnetit - magnetite	fa	6,82	fa	5,50
stekla ni ! no glass !	mt	3,01	mt	4,40
	il	4,10	il	0,30
	ap	2,48		100,13
		99,99		

* 11 ut. % klastičnega kremena je optično ugotovljena primes, ki je odšteta SiO_2 content is reduced for 11 wt. % with regard to included optically determined quartz clasts

** Fe_2O_3 je preračunan na 2 ut. % - Fe_2O_3 content arbitrarily reduced to 2 wt. %

Kemijska analiza - Chemical analysis : Metalurški inštitut, Ljubljana



Sl. 2. Difraktogram vprašenega bazaltnega tufa

Fig. 2. X-ray powder diffraction pattern of basaltic tuff

Peridotitne nodule

Kamenine plašča so tiste kamenine, ki nastopajo med zgornjo površino Zemljinega jedra na globini 2900 km in Mohorovičićevo (MOHO) diskontinuiteto v podlagi kontinentalne kakor tudi tanjše oceanske skorje. Plašč je za razliko od sialične skorje ultramafične sestave. Geofizikalno je za plašč značilno veliko povečanje hitrosti longitudinalnih seizmičnih valov in tudi odsotnost strižnega valovanja v območjih, kjer pride do delnega nataljevanja in do nastajanja bazičnih magem. Kamenine plašča, ki ustrezajo geofizikalnemu modelu zgradbe Zemlje in so prodrle skozi Zemljino skorjo, so raznovrstne. Dvignjene zgornje dele plašča najdemo v razprostranjenih ofiolitnih conah na dnu oceanov, kjer nastaja nova Zemljina skorja. Skozi debelo kontinentalno skorjo pa so prodrli raznovrstni drobci plašča s kimberliti in z alkalnimi bazaltnimi magmami. Med kameninami na Zemljini površini izhajajo kimberliti iz največjih globin, to je iz globine 200 do 300 km, in vsebujejo raznovrstne vključke plašča. S silnimi, s plini bogatimi erupcijami so te ultramafične kamenine zdrobile plašč in skorjo kontinentov ter po lijakasto oblikovanih razpokah, imenovanih diatreme, prodrle do Zemljine površine. Fragmenti plašča pa izhajajo tudi iz plitvejših delov plašča, to je iz globine okoli 100 km. Tam nastajajo z delnim taljenjem peridotitnega plašča bazaltne magme alkalne sestave. Prav peridotitne nodule, ki so značilno vezane na alkalne bazaltne vulkanske kamenine, so geološki dokaz za globino nastajanja izhodnih magem. O izvoru nodul pa mnenja niso enotna. Te lahko predstavljajo povprečno sestavo plašča, vendar na globini, ki je manjša od tiste, iz katere izvirajo kimberliti. Morda so nodule produkt delne diferenciacije in kristalizacije prvotne alkalne bazaltne magme na samem mestu njenega nastanka. Lahko pa so zgornji del osiromašenega plašča, ki ni genetsko vezan na obdajajočo bazaltno talino in ga je prodirajoča magma na svoji poti proti površju odtrgala od plašča.

Peridotitne nodule ali gomolje, ki jih najdemo v tufih pri Gradu, smo nekoč imenovali bombice (Hinterlechner-Ravnik et Ravnik, 1986/87). So ovalne, pa tudi nekoliko oglate oblike in dosežejo velikost od enega do nekaj centimetrov. Nekatere olivinove nodule obdaja črn, nekaj milimetrov debel bazaltni ovoj. Velikost zrn v nodulah je srednja. Oblika zrn je panalotriomorfna, sami robovi zrn so rahlo ovalni. Usmerjena rast zrn ni izražena. Glavni mineral je olivin, primesi so ortopiroksen, rjavkasto zeleni klinopiroksen in drobni alotriomorfni temno rjavi spinel. Našli smo eno samo zrno drobnega rahlo zelenkastega amfibola. Minerali se ločijo po barvi že megaskopsko. Olivin je rumenkasto svetlo zelen, pa tudi izrazito zelen. V zadnjem primeru je tudi v zbrusku rahlo zelenkast. Po kotu optičnih osi 2 V, ki znaša približno $\pm 90^{\circ}$, ustreza Mg-različku, natančneje prehodu med forsteritom in hrizolitom. Ortopiroksen je temno umazano zeleni optično pozitivni enstatit, ki prehaja v broncit. Izmerjeni kot optičnih osi je $2\,V_z = 84^{\circ}$. Glavna smer širjenja valovanja Y je vzporedna s pravokotnico na prvi pinakoid; opazujemo rahla odstopanja vzporednosti zaradi deformacije kristalov. Količinsko razmerje med naštetimi minerali je različno. Našli smo precej čiste olivinove nodule, ki ustrezajo osiromašenemu peridotitu dunitu. Kemijsko analizirani vzorec pa pripada lherzolitu (tabela). Kemijska analiza te nodule se dobro sklada s silikatno analizo ksenolita iz Kapfensteina v Avstriji (vz. Ka 168), za katero menijo Kurat

et al. (1980), da predstavlja tudi na podlagi vsebnosti redkih elementov precej primitiven vzorec Zemljinega plašča, ki je ušel obsežnemu procesu delne natalitve.

Olivinova zrna zaradi notranje napetosti valovito in trakasto neenotno potemnjujejo (tabla 1, sl. 4). To je posledica velikega tlaka na že kristalizirani material v plašču ob prodiranju bazaltne magme, ki je nodule nosila s seboj iz plašča proti Zemljinemu površju. Avstrijski raziskovalci so izračunali na podlagi kemijske sestave dotikajočih se mineralnih parov temperaturo kristalizacije nodul na 940° — 1100 °C. Pri tem je vladal tlak 15—27 kbar. Glede na ta podatek izvirajo peridotitne nodule, ki jih je vzorčevala alkalna bazaltna magma v zgornjem plašču, iz približne globine 50—80 km. Različna sestava ksenolitov kaže na različno stopnjo delnega taljenja zgornjega plašča (K u r a t, 1971 in K u r a t et al., 1980).

Visokotemperaturna in visokotlačna magmatska mineralna združba peridotitnih nodul ustreza sestavi zgornjega plašča. V Zemljini skorji ta združba ni obstojna in preide v metamorfne ekvivalente, med katerimi je v zgornji skorji razširjen serpentinit. Peridotitne nodule pri Gradu so relativno dobro ohranjene, ker so geološko gledano mlade. Plasti, v katerih nodule nastopajo, se po usedanju niso globoko pogreznile in zato niso metamorfno spremenjene. Vendar so zaradi površinskega preperevanja nodule le redko popolnoma sveže. Večinoma so rahlo limonitizirane, zelenkaste barve zrn pa imajo zato še rahel rjavkast nadah. Nodule zaradi preperevanja tudi niso trdno vezane, temveč razpadajo v pesek. Odkar sta opuščena oba kamnoloma pri Gradu, je sveže vzorce še teže najti.

Zaključek

Peridotitne nodule, kakršne najdemo v mladih tufih in tufitih alkalnega bazalta pri Gradu v Prekmurju, tolmačijo sodobni geofizikalni modeli o lupinasti zgradbi Zemlje kot fragmente zgornjega plašča, ki jih je bazaltna magma pri prodiranju proti Zemljini površini prinesla s seboj. Podana je kemijska analiza večjega fragmenta alkalnega bazalta in peridotitne nodule. V bazaltnemu tufu smo razen kristalov, ki so nespremenjeni podedovani iz vulkanske dejavnosti, z rentgensko difrakcijo ugotovili značilno diagenetsko združbo zeolitov: habazit, phillipsit ter analcim s Ca-montmorillonitom, thenarditom in sadro. Združba kaže na zgodnje stanje v hidrataciji alkalnega bazaltnega stekla v limničnem okolju.

Zahvala

Članek je bil napisan v okviru raziskovalne naloge, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije.

Za izdelavo fotografij se zahvaljujeva Cirilu Gantarju in Vladu Segalli, FNT Ljubljana.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1. Vzorec 75/37535/79. Bazaltni tufit. Spremenjen drobec vulkanskega stekla s korodiranim olivinovim kristalom (levo), drobec kvarcita (desno). V osnovi fini spremenjeni vulkanski drobci, zrna kremena in avtigen kalcit. Nikola navzkrižna

Fig. 1. Sample 75/37535/79. Basaltic tuffite. Altered basaltic glass fragment including a crystal of corroded olivine (left side) and a quarzite fragment (right side). Matrix made up of fine altered glass fragments, quartz grains, and very fine-grained authigenic calcite. With crossed nicols

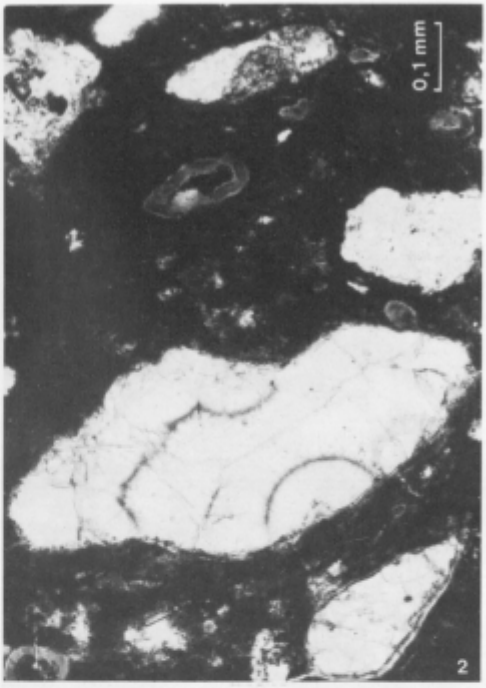
Sl. 2 in 3. Vzorec 41/37588/79. Spremenjen fragment stekla z bazaltnem tufu. Razpotegnjene vesikule nakazujejo fluidalno strukturo. Zapolnjene so s phillipsitom, redkeje s kloritom in kalcitom. Drobec kvarcita (Q). Nikola paralelna in navzkrižna

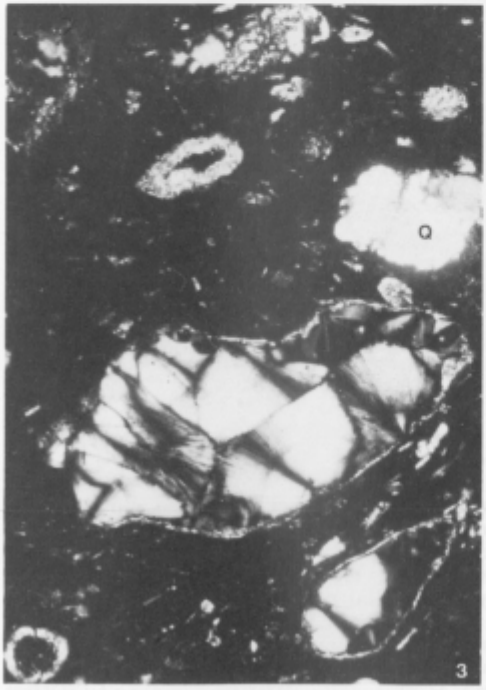
Figs. 2 and 3. Sample 41/37533/79. Altered glass fragment in a basaltic tuff. The elongated vesicles, indicating fluidal texture, are filled with fibroradial phillipsite, less often with chlorite and calcite. A quartzite fragment (Q). Without and with crossed nicols

Sl. 4. Peridotitna nodula v bazaltnem ovoju (spodnji rob). Paralelne deformacijske lamele v forsteritu. Ortopiroksen je zrno z razkolnostjo. Nikola navzkrižna

Fig. 4. Peridotite nodule in a basaltic envelope (at bottom). Parallel deformation lamellae in a forsterite crystal; orthopyroxene with cleavage. With crossed nicols


0,1 mm
1


0,1 mm
2


Q
3

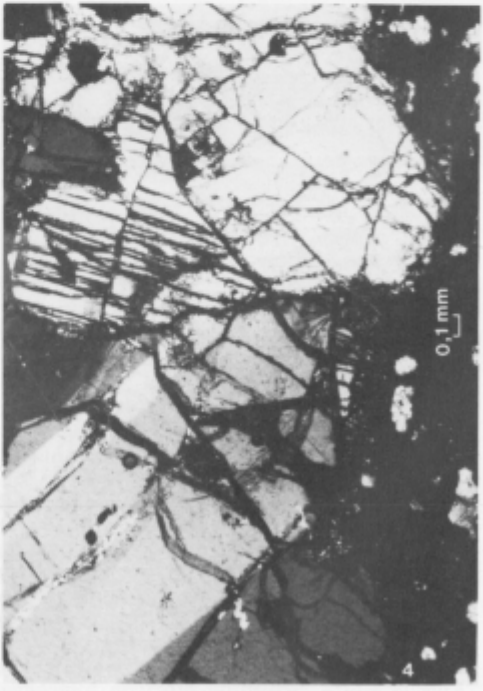

0,1 mm
4



Tabla 2 — Plate 2

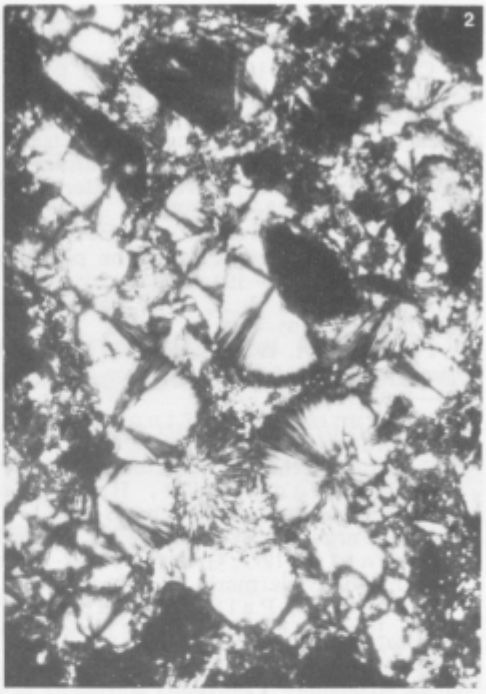
Sl. 1 in 2. Vzorec 53225/86. Spremenjen bazaltni tuf. Drobci stekla so rjavkasti in povsem neprosojni. Vezivo med njimi je vlaknato radialen phillipsit. Nikola paralelna in navzkrižna

Figs. 1 and 2. Sample 53225/86. Altered basaltic tuff. Glassy fragments are brownish and not transparent. They are cemented by fibroradial phillipsite. Without and with crossed nicols

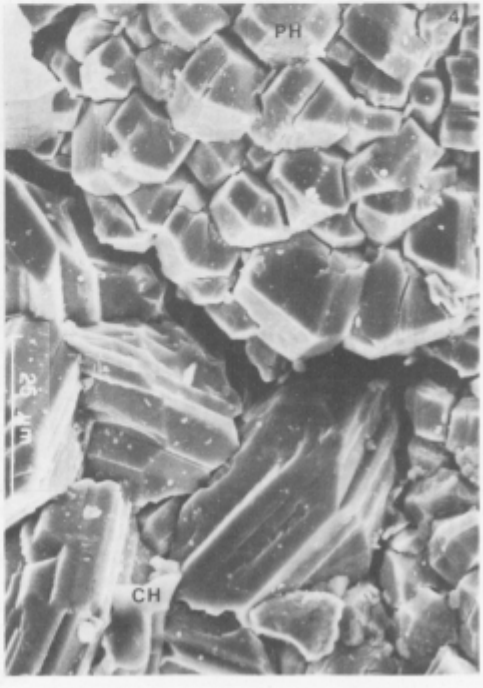
Sl. 3 in 4. Posnetek phillipsita (PH) in habazita (CH) z vrstičnim elektronskim mikroskopom

Figs. 3 and 4. Scanning electron micrograph of phillipsite (PH) and chabazite (CH)


0,1 mm
1


2


PH
3
25 µm


PH
4
25 µm
CH

Literatura

Ciglar, K. 1979, Poročilo o geološkem kartiranju in raziskavah bazalta pri Gradu v Prekmurju. 1—5 in priloge, Arhiv Geološki zavod Ljubljana.

Flügel, H. V. & Neubauer, F. 1984, Steiermark. Erlaüterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1 : 200 000. Geol. Bundesanstalt, 1—127, Wien.

Fuchs, W. 1980, Das Inneralpine Tertiär. In: Oberhauser, R., Ed., Der geologische Aufbau Österreichs. Herausgegeben von der geologischen Bundesanstalt. Springer-Verl., 452—483, Wien.

Hinterlechner-Ravnik, A. & Ravnik, D. 1986 in 1987, Zgradba Zemlje, njena dinamika in kamenine plašča na Slovenskem. Proteus št. 1, 34—40, št. 3, 106—111, št. 5, 193—197 in št. 7, 266—270, letnik *49*, Ljubljana.

Holloway, J. R. 1976, Earth, interior of. McGraw-Hill Encyclopedia of Sci. and Technol., 165—166.

Iijima, A. 1978, Geological occurrences of zeolite in marine environments. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 175—198, Oxford.

Karstner, M. & Stonecipher, S. A., 1978, Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 199—220, Oxford.

Kristmannsdóttir, H. & Tómasson, J., 1978, Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 277—284, Oxford.

Kurat, G. 1971, Granat-Spinell-Websterit und Lherzolit aus dem Basalttuff von Kapfenstein, Steiermark. Tscherm. Miner. Petr. Mitt., Bd. *16*, H. 4, 192—214.

Kurat, G., Palme, H., Spettel, B., Baddenhausen, H., Hofmeister, H., Palme, Ch. & Wänke, H. 1980, Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes. Geochim. and cosmochim. acta, Vol. *44*, 45—60.

Pleničar, M., 1968, Osnovna geološka karta SFRJ Goričko 1 : 100 000, list Goričko. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač za list Goričko in Leibnitz. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Sersale, R. 1978, Occurrences and uses of zeolites in Italy. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 285—302, Oxford.

Stonecipher, S. A. 1978, Chemistry of deep-sea phillipsite, clinoptilolite, and host sediments. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 221—234, Oxford.

Surdam, R. C. & Sheppard, R. A. 1978, Zeolites in saline, alkaline-lake deposits. In: Sand, L. B. & Mumpton, F. A., Eds., Natural zeolites. Pergamon Press, 145—174, Oxford.

Tollmann, A. 1985, Geologie von Österreich. Bd. 2. Franz Deuticke, 1—710, Wien.

Tröger, W. E. 1979, Optical determination of rocks-forming minerals. In: Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H. D., Eds., E. Schweiz. Verlagsbuchh., 1—188, Stuttgart.

Winkler, A. 1926, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Blatt Gleichenberg, Zone 18, Kol. XIV, Nr. 5256. Geologische Bundesanstalt, Wien.

Winkler, A. 1927, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österrreich, Blatt Gleichenberg. Geologische Bundesanstalt, 1—164, Wien.

GEOLOGIJA 28/29, 219—237, (1985/86), Ljubljana

UDK 552.3.42.43.46:551.763.78(497.13)=862

Kredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa

Cretaceous-Tertiary granitic and metamorphic rocks of the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian Mass

Jakob Pamić
Geološki zavod, Sachsova 2, 41000 Zagreb

Sažetak

U radu su prikazane geološko-petrološke karakteristike granitnih i metamorfnih stijena koje se javljaju u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora, u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa. Granitima i metamorfnim stijenama te zone pripisivana je skoro 100 godina prekambrijska do hercinska starost, no bez ikakvih dokaza. U radu se prezentiraju izotopni podaci koji, međutim, dokazuju krednu i tercijarnu starost tih stijena. Stijene granitne asocijacije obuhvaćaju različite varijetete granita, granodiorita, kvarcnih monconita, kvarcnih diorita i gabra. Udružene metamorfne stijene su predstavljene pretežno različitim varijetetima gnajseva, tinjčevih škriljavaca i amfibolita Abukuma tipa. U diskusiji je iznesena pretpostavka da stijene kredno-tercijarne granitne asocijacije s prostorno udruženim metamorfnim stijenama predstavljaju površinske relikte drevnog magmatskog luka i da su one mogle nastati u području subdukcione zone duž koje se vršilo konzumiranje mezozojske oceanske kore dinaridskog dijela Tetisa.

Abstract

The paper deals with geology and petrology of granites and associated metamorphic rocks stretching in the zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka Gora in the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian Mass. The granites and metamorphic rocks of the zone have been treated through many decades, but without any evidence, as Precambrian to Hercynian in age. In the paper are presented isotopic data which point to their Cretaceous to Tertiary age. Rocks of the granite association include varieties of granite, granodiorite, quartz monzonite, quartz diorite and gabbro. The associated metamorphic rocks are represented by varieties of gneiss, micaschist and amphibolite of the Abukum-type. It is presumed that the Cretaceous-Tertiary rocks of the granite association and the associated metamorphic rocks represent superficial relics of an ancient magmatic arc and that they originated close to subduction zone along which was consumed the Mesozoic oceanic crust of the Dinaridic part of the Tethys.

Uvod

U geološkoj građi Dinarida, u njihovim istočnim graničnim dijelovima prema Srpsko-makedonskoj masi i Karpatima te u sjevernim prema Panonskoj masi, ističe se isprekidana zona izgrađena od mladih kredno-tercijarnih granita koji su često udruženi s različitim metamorfnim stijenama. Mada je ta zona velikim dijelom zaplavljena mlađim neogenskim sedimentima, naročito u njenim sjevernim dijelovima prema Panonskoj masi, ona je ipak prostorno jasno izražena i predstavlja individualiziranu geološku cjelinu. Najjužnije pojave mladih alpinskih granita javljaju se na području Kopaonika, odakle se prema sjeveru nastavljaju do Bukulje te naglo povijaju prema zapadu i preko Cera i Boranje nastavljaju preko Motajice i Prosare u sjevernoj Bosni, a završavaju na Moslavačkoj gori. Navedena zona kredno-tercijarnih granita može se, dakle, pratiti na dužini od oko 400—500 km.

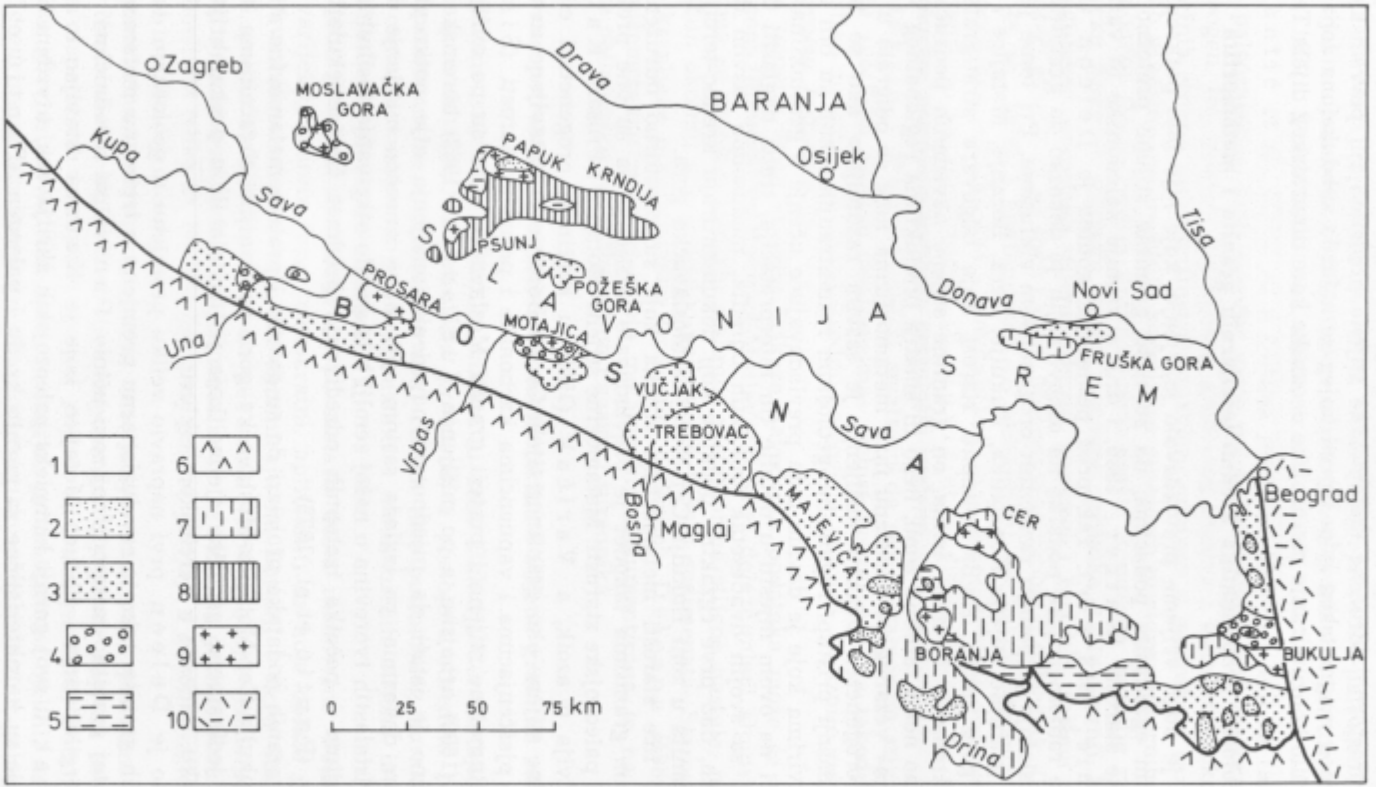
M i h o l i ć (1950) je prvi određivao izotopnu starost stijena iz ove zone i stroncijumovom metodom dobio da bukuljski granit i granulit imaju starost od po 185 milijuna godina što, po današnjim geokronološkim skalama, odgovara središnjim dijelovima donje jure. No, prva sistematska radiometrijska istraživanja proveo je D e l e o n (1969) koji je na dvadesetak uzoraka granita s Kopaonika, Bukulje, Boranje, Cera, Motajice i Moslavačke gore dobio Rb/Sr izotopne starosti koje kolebaju u rasponu od 10 do 90 milijuna godina. Gotovo tri četvrtine izotopnih podataka odnosi se na granitne stijene iz istočnih dijelova zone s Kopaonika, Bukulje, Boranje i Cera, a samo mali dio na granite Motajice i Moslavačke gore.

D i v l j a n et al., (1978) objavljuju K/Ar podatke za monconitsko-granodioritske stijene cerske i straženičke mase; na monomineralnim frakcijama muskovita i biotita izotopna starost koleba od 17 do 18 milijuna godina što odgovara donjem do srednjem miocenu.

U najnovije se je vrijeme, u okviru različitih studijskih i tematskih radova, određivala izotopna starost ne samo na uzorcima granita već i na nekim pratećim metamorfnim stijenama u području Motajice, odnosno Moslavačke gore, kao i na uzorcima iz nekoliko bušotina između dva navedena područja, tako da je sad raspoloživa faktografija o izotopnoj starosti tih stijena kompletnija.

Cilj ovog rada je prikazati osnovne geološko-petrološke karakteristike granitnih i metamorfnih stijena iz zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora, pri čemu će se posebna pažnja posvetiti njezinim zapadnim dijelovima (slika 1). Novi radiometrijski podaci ne samo da potvrđuju već ranije izneseno mišljenje o kredno-tercijarnoj starosti granita već dokazuju da i prateće metamorfne stijene, ili bar jedan njihov dio, na nekim od navedenih lokaliteta također

1 tercijarno-kvartarni pokrivač — Tertiary-Quaternary cover; *2* tercijarni vulkaniti — Tertiary volcanics; *3* gornjokredno-paleogeni fliš — Upper Cretaceous-Paleogene flysch; *4* metamorfozirane gornjokredno-paleogene stijene Abukuma tipa — metamorphosed Upper Cretaceous-Paleogene sequence of the Abukuma-type; *5* pretežno trijaski sedimenti — mostly Triassic sediments; *6* ofiolitna zona — Ophiolite zone; *7* semimetamorfne stijene mlađeg paleozoika — Young Paleozoic semimetamorphic rocks; *8* metamorfni kompleks slavonskih planina — metamorphic complex of the Slavonian Mountains; *9* veća granitna tijela — larger granite bodies; *10* Karpati — Carpathians



Sl. 1. Pregledna geološka karta dodirnog područja sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa
Fig. 1. Sketch-map of the adjoining area of the northern Dinarides and the Pannonian Mass

padaju u navedeni stratigrafski raspon. Pretpostavlja se da kredno-tercijarni graniti i prostorno udružene metamorfne stijene predstavljaju površinske relikte drevnog magmatskog luka ispred kojeg se nalazila subdukciona zona duž koje se vršilo konzumiranje mezozojske oceanske kore dinaridskog dijela Tetisa.

Geološka problematika kredno-tercijarnih granita i metamorfita

U nas je dugo vrijeme prevladavalo mišljenje, koje nije bilo potkrepljeno adekvatnim egzaktnim podacima, da su naše granitne stijene pretežno prekambrijske starosti (Katzer, 1926, i dr.), a kasnije kaledonske ili variscijske (Simić, 1953, i dr.). Tek pred petnaestak godina je Deleon (1969) iznio prve radiometrijske podatke na osnovi kojih je dokazao da granitne stijene Jugoslavije pripadaju različitim orogenetskim ciklusima. Pri tome je pokazao da granitne stijene Kopaonika, Bukulje, Cera, Boranje, Motajice i Moslavačke gore imaju Rb/Sr izotopnu starost koja odgovara stratigrafskom rasponu kreda — tercijar. Istina, on granitne stijene navedenih područja ne izdvaja kao neku zasebnu zonu, nego ih smatra produktima regionalnog »podmlađivanja« vezanog za određenu fazu metamorfizma koje se odigralo u toku alpinske orogeneze. Ovakvo mišljenje je sasvim razumljivo ako se imaju u vidu tadašnji pristupi regionalno-geološkim razmatranjima koji su bili uvjetovani okvirima koje je davalo tada prevladavajuće učenje o geosinklinalama. Ne ulazeći na ovom mjestu u detalje tih interpretacija, treba naglasiti da je Deleon sa svojih dvadesetak izotopnih odredbi, međusobno sasvim dobro usaglašenih, dao prve egzaktne podatke koji dokumentiraju kredno-tercijarnu starost granita u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora.

Što se tiče starosti metamorfnih stijena koje su prostorno udružene sa spomenutim granitima također je prevladavalo mišljenje da su one prekambrijske ili paleozojske starosti. Metamorfne stijene Motajice i Prosare Katzer (1926) stavlja u azoik, a Varićak (1966) u hercinski orogenetski ciklus. Metamorfne stijene oko granitnog tijela Cera i Boranje predstavljene su argilošistima, pješčenjacima i vapnencima karbonske i permske starosti (Simić, 1938). Metamorfne stijene i prateći graniti Moslavačke gore su po mišljenju Kocha (1899) arhajske, a po mišljenju Jurkovića (1962) hercinske starosti. Važno je istaći da nijedno od navedenih mišljenja nije potkrepljeno adekvatnim dokazima, pa izgleda sasvim opravdano izneseno mišljenje da je starost kristalastih tvorevina u našoj zemlji bila sve do otkrivanja fosilnih ostataka u njima i početka izotopnih određivanja predmet čisto spekulativnih shvaćanja (Pantić et al., 1972).

Iz prikazanih podataka proizlazi da su graniti i prateće metamorfne stijene u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora po ranijim shvaćanjima tretirane kao jedinstvena geološka cjelina koja je nastala ili u prekambriju, ili u paleozoiku, odnosno u hercinskom ciklusu.

Kao što je Deleon prvi napravio veliku promjenu u geološkom definiranju naših granita, tako je revolucionarnu promjenu u tretmanu metamorfnih stijena u toj granitno-metamorfnoj zoni učinio Pantić sa suradnicima. Najprije su argilošistima i filitima Motajice, koje je Katzer stavljao u azoik, a Varićak u svoj gornji kompleks paleozojskih škriljavaca, utvrđene vrste polena koje su karakteristične za gornju kredu i paleogen (Pantić et Jo-

vanović, 1970). Na temelju tih podataka se zaključilo da su metamorfne stijene na Motajici nastale na račun okolnih gornjokredno-paleogenih sedimenata djelovanjem energetskog fluksa uvjetovanog granitnim intruzijama (Pamić, 1977 i Šparica et al., 1980).

Pantić et al., (1972) su u filitima južno od Bukulje, koji su ranije smatrani paleozojskim, našli također vrste polena karakteristične za gornju kredu i paleogen. No, primjer bukuljskog granitnog masiva i udruženih okolnih metamorfnih stijena najbolje ilustrira različite pristupe u geološkom razmatranju mladih granitno-metamorfnih kompleksa graničnih dijelova sjevernih Dinarida i Panonske mase. Naime, granitno-metamorfni kompleks Bukulje rasprostire se preko dodirnih dijelova listova osnovne geološke karte Gornji Milanovac i Kragujevac. Identične stijene: okcasti gnajsevi i različiti tinjčevi škriljavci te prateći graniti su na listu Gornji Milanovac uvrštene u paleozoik (Filipović et al., 1978) i kontinuirano se nastavljaju na list Kragujevac gdje su interpretirane jednako kao i u motajičkoj seriji gornjokrednih sedimenata koji su intenzivno metamorfozirani (Brković et al., 1980). Dakako, ni ovdje nisu metamorfne promjene detaljno petrološki izučene.

Aleksić i Pantić (1972) smatraju da ove metamorfne stijene odgovaraju »gornjim sjajnim škriljavcima« (schist lustre) Alpa, a također navode prisustvo metamorfita gornjokredno-paleogene starosti i južnije od Bukulje u području Jastrepca.

Na temelju ovog kratkog prikaza navedenih podataka može se zaključiti da u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora dolaze mladi alpinski graniti s kojima se zajedno javljaju sinhrone metamorfne stijene nastale, uglavnom, na račun okolnih gornjokredno-paleogenih flišnih sedimenata. Starost granita je potkrepljena preliminarnim izotopnim podacima Deleona (1969), a starost nižemetamorfoziranog dijela metamorfita dokumentirana je na nekoliko mjesta palinološkim određivanjima Pantića i suradnika.

Osnovne petrološke karakteristike metamorfita i stijena granitne asocijacije

Granitne stijene iz nekoliko masiva u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora detaljno su petrološki proučene, a postoje i određeni podaci za okolne metamorfne stijene. Iako ovaj članak nije petrološkog karaktera, dat ćemo osnovne karakteristike magmatskih i metamorfnih stijena iz nekoliko područja u navedenoj zoni (tabela 1).

Stijene granitne asocijacije su po sastavu dosta raznovrsne. Pretežu različiti varijeteti granita (npr. leukokratni, aplitoidni) uz koje dolaze granodioriti i kvarcni monconiti koji čak dominiraju na Boranji i Ceru. Inače, sami graniti, prema klasifikaciji Streckeisena (1973), padaju većinoma u polje granita, a samo boranjski u polje granodiorita te stoje na granici prema kvarcnim dioritima (slika 2). Na Moslavačkoj gori se javljaju i gabri, a izgleda i prijelazne intermedijarne stijene.

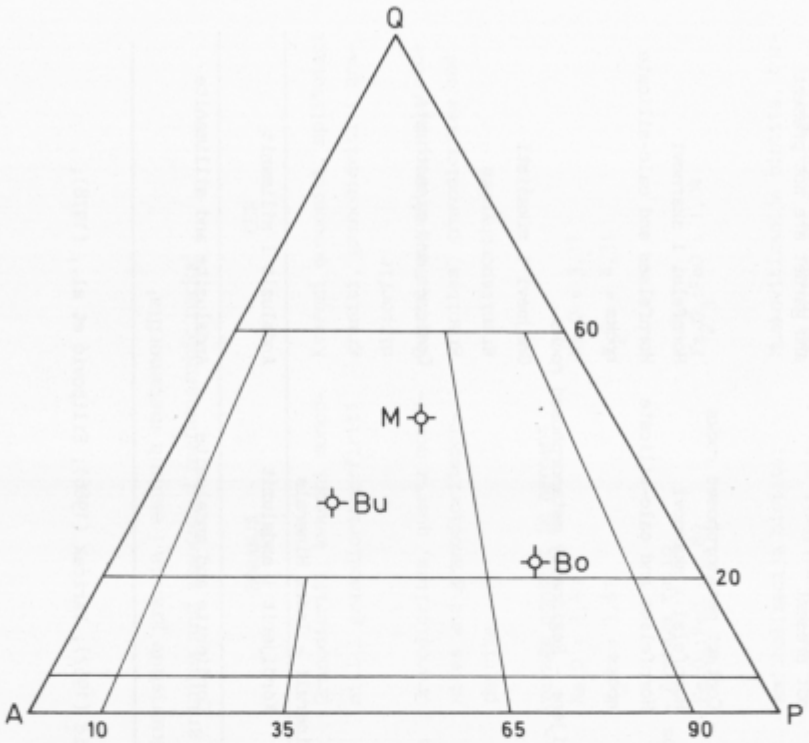
Raznovrstnost stijena granitne asocijacije ilustriraju priloženi QLM i K_2O+Na_2O—FeO+MgO—CaO trokomponentni dijagrami koji su urađeni na osnovi raspoloživih kemijskih analiza stijena sa Bukulje, Cera, Boranje i Moslavačke gore (slika 3). Oni nam pokazuju, promatrano u cjelini, da se radi o izdiferenciranoj asocijaciji granit-granodiorit-kvarcni monconit-gabro koja je

Tabela 1. Osnovne petrološke karakteristike granita i okolnih metamorfita[1]
Table 1. Main petrological features of granites and associated metamorphic rocks[1]

MOSLAVAČKA GORA	MOTAJICA	BORANJA	CER
Graniti udruženi s malo gabra, vjerojatno i intermedijarnih stijena	Graniti, aplitoidni graniti i granitporfiri	Granodioriti, kvarcni monconiti i granodioritporfiriti	Kvarcni monconiti, aplitoidni graniti, granodioriti i granitporfiri
Granites associated with some gabbros and probably by intermediate rocks	Granites, aplitoide granites and graniteporphyres	Granodiorites, quartz monzonites and granodioriteporphyrite	Quartz monzonites, aplitoide granites, granodiorites and graniteporphyries
	Srednji sadržaji u % - Average content in percent		
Na_2O = 2,88 K_2O = 4,75	Na_2O = 2,75 K_2O = 3,74	Na_2O = 3,40 K_2O = 3,61	Na_2O = 3,17 K_2O = 4,31
	Prosječan odnos - Average ratio		
Fe_2O_3:FeO = 0,85	Fe_2O_3:FeO = 0,85	Fe_2O_3:FeO = 0,89	Fe_2O_3:FeO = 1,04
Rijetko muskovit po biotitu; kordijerit i granat	Muskovit po biotitu, izražena turmalinizacija; kordijerit i granat nisu utvrđeni	Amfibolizacija biotita; granat i kordijerit nisu utvrđeni	Muskovitizacija biotita, turmalinizacija; kordijerit i granat nisu utvrđeni

Scarce muscovite pseudomorphosis after biotite; cordierite and garnet are present	Muscovite pseudomorphosis after biotite, tourmalinization; cordierite and garnet are not present	Amphibolization of biotite; garnet and cordierite are not present	Muscovitization of biotite, tourmalinization; cordierite and garnet are not present
	Kontaktnometamorfne stijene - Contact metamorphosed rocks		
Hornfelsi i skarnovi Hornfelses and calc-silicate rocks	Hornfelsi Hornfelses	Hornfelsi i skarnovi Hornfelses and calc-silicate rocks	Hornfelsi i skarnovi Hornfelses and calc-silicate rocks
	Regionalno metamorfozirane stijene - Regionally metamorphosed rocks		
Gnajsevi, mikašisti, amfibolitski škriljavci	Grinšisti, mikašisti, amfibolitski škriljavci, gnajsevi, mramori		Gnajsevi i mikašisti
Gneisses, micaschists and amphibolites	Greenschists, micaschists, amphibolites, gneisses, marbles		Gneisses and micaschists
	Karakteristični minerali - Index Minerals		
Andaluzit, kordijerit, silimanit Andalusite, cordierite and sillimanite	Kordijerit i andaluzit Cordierite and andalusite	Kordijerit i andaluzit Cordierite and andalusite	Andaluzit i silimanit Andalusite and sillimanite

[1] Prema podacima - based on papers: Karamata (1955); Knežević (1962); Varićak (1966); Filipović et al., (1978); Brković et al., (1980); Pamić et al., (1984)

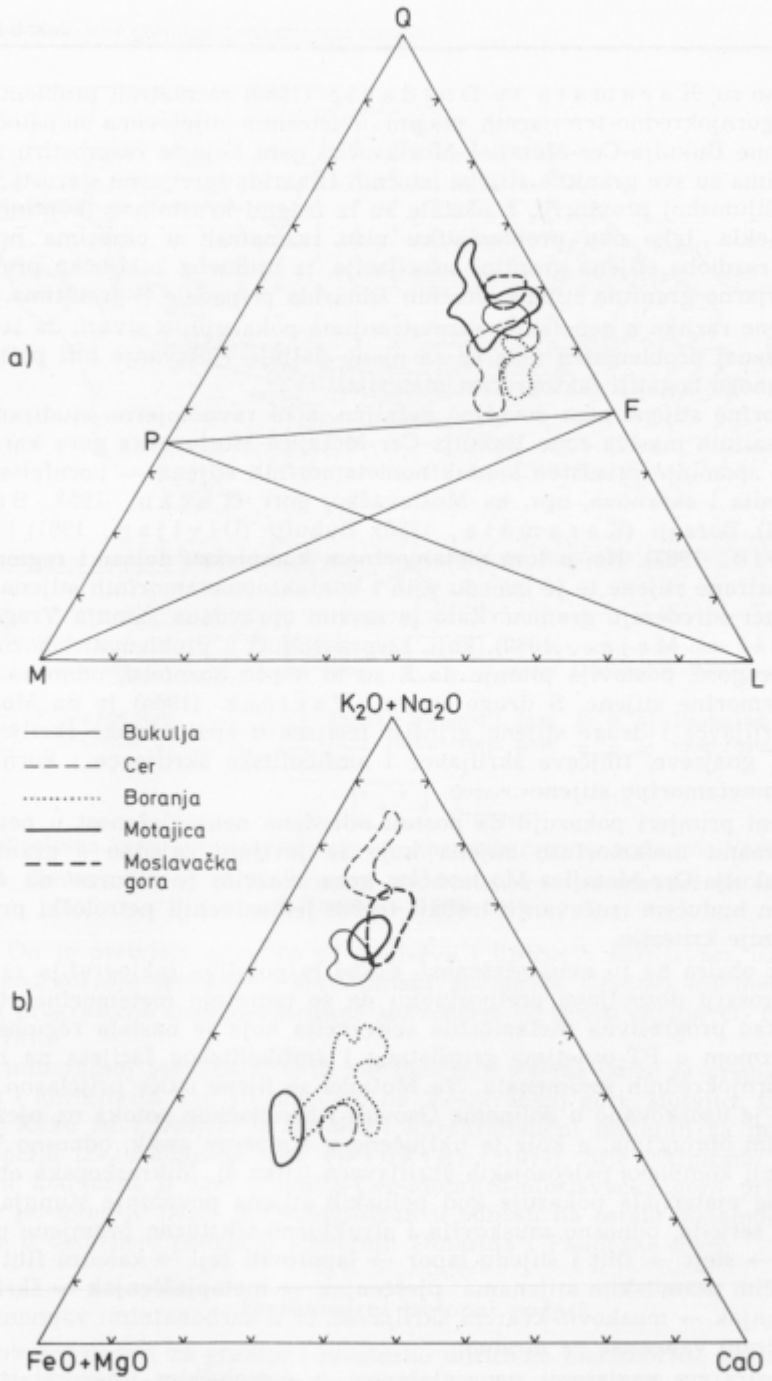


Sl. 2. Srednji modalni sastavi granitoidnih stijena Motajice-M, Bukulje-Bu i Boranje-Bo
Fig. 2. Average modal compositions of granitic rocks from Mts. Motajica-M, Bukulja-Bu and Boranja-Bo

prema novijim shvaćanjima karakteristična na tzv. I-granite (Chappell et White, 1974; Beckinsale, 1979; Chappell, 1984).

Ako se uzmu u obzir i drugi kriteriji, teško je jednoznačno genetski definirati granitne stijene iz zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora. Istina, odsustvo u granitima granata, a naročito kordijerita, uzima se također kao značajka za genetsko definiranje I-granita. Međutim, u I-granitima je sadržaj Na_2O visok, a u S-granitima nizak (obično manji od 3,2 %), dok je obrnuta situacija sa sadržajem K_2O (kod S-granita oko 5 %). Naši graniti doduše imaju uvijek manji sadržaj K_2O od 5 %, no količina Na_2O rijetko prelazi 3,2 %. Nadalje, kod magmatskih I-granita karakterističan je visok odnos $Fe_2O_3 : FeO$ što se odražava prisustvom magnetita u mineralnoj paragenezi akcesornih minerala, za razliku od S-granita koji karakteristično sadrže ilmenit. No, što se tog kriterija tiče, treba objektivno istaći da se u dosadašnjim petrološkim studijama nije obraćala posebna pažnja na razlikovanje tih dvaju opakih minerala.

Prema gore navedenim elementima kredno-tercijarni graniti zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora mogli bi pripadati i S-granitima. Toj pretpostavci ne ide u prilog i činjenica da se ponegdje u okolnim gornjokrednim sedimentima, kao npr. na susjednoj Požeškoj gori (Pamić et Šparica, 1983), javljaju i sinhroni bazaltno-riolitni ekvivalenti.



Sl. 3. QLM (*a*) i K_2O+Na_2O — FeO+MgO — CaO (*b*) trokomponentni dijagrami za stijene granitne asocijacije

Fig. 3. Triangular diagrams: QLM (*a*) and K_2O+Na_2O — FeO+MgO — CaO (*b*) for rocks of the granite association

Nedavno su Karamata et Đorđević (1980) razmatrali problematiku porijekla gornjokredno-tercijarnih magmi u istočnim dijelovima najistočnijih dijelova zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora koje se rasprostiru u Srbiji. Po njima su sve granitne stijene istočnih Dinarida tercijarne starosti i pripadaju kalijumskoj provinciji, a nastale su iz magmi krustalnog (kontinentalnog) porijekla. Iako ovu problematiku nisu razmatrali u okvirima novijih genetskih razdioba stijena granitne asocijacije, iz njihovog zaključka proizlazi da bi tercijarne granitne stijene istočnih Dinarida pripadale S-granitima.

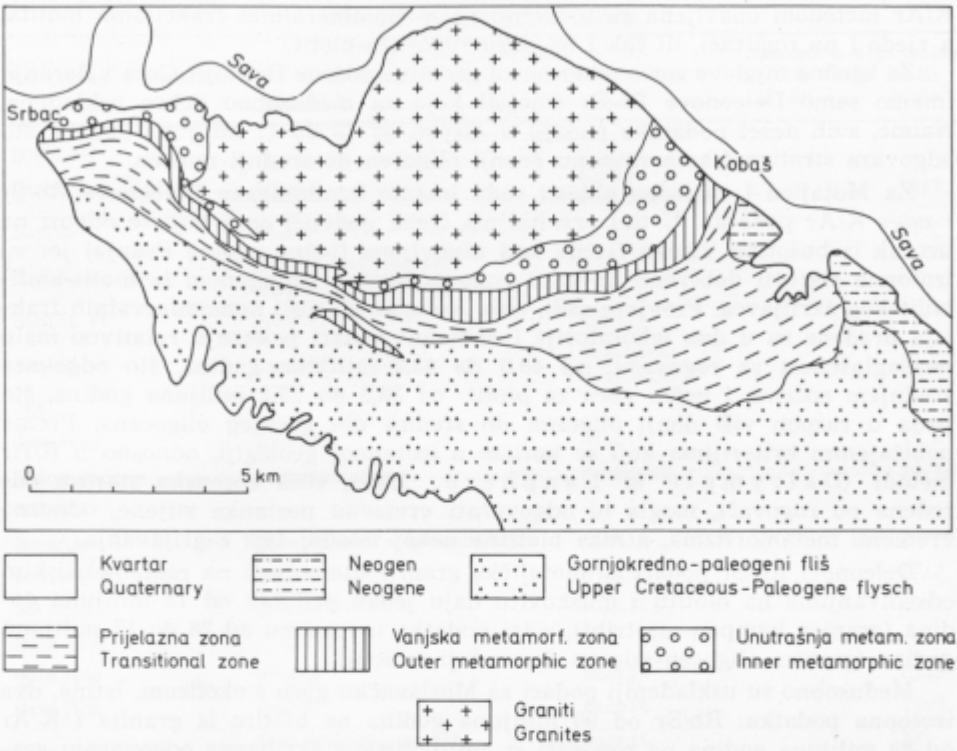
Navedene razlike u genetskim razmatranjima pokazuju, u stvari, da se radi o vrlo složenoj problematici i da će za njeno daljnje rješavanje biti potrebno sakupiti mnogo bogatiji faktografski materijal.

Metamorfne stijene nisu dovoljno detaljno, a ni ravnomjerno studirane. U okolici granitnih masiva zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora karakteristično se spominje prisustvo kontaktnometamorfnih stijena — hornfelsa, odnosno kornita i skarnova, npr. na Moslavačkoj gori (Tućan, 1953, Barić 1956 i 1972), Boranji (Karamata, 1955), Bukulji (Divljan, 1961) i Ceru (Kneževi ć, 1962). No, u tom metamorfnom kompleksu dolaze i regionalno metamorfozirane stijene te je između njih i kontaktnometamorfnih stijena vrlo teško povući određeniju granicu. Zato je sasvim opravdana sumnja Vragovića (Vragović et Majer, 1980), koji, raspravljajući o problematici hornfelsa Moslavačke gore, postavlja pitanje da li su to uopće hornfelsi, odnosno kontaktnometamorfne stijene. S druge strane, Varićak (1966) je na Motajici uvrstio škriljavce i druge stijene grinšist facijesa u »paleozojske škriljce«, a migmatite, gnajseve, tinjčeve škriljavce i amfibolitske škriljavce i kornite u »kontaktnometamorfne stijene«.

Navedeni primjeri pokazuju da postoji određena neusaglašenost u petrološkom tretmanu metamorfnih stijena koje se javljaju zajedno s granitima u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora. Sasvim je sigurno da će se u njihovom budućem izučavanju trebati tražiti jedinstveniji petrološki pristup i ujednačenije kriterije.

No, bez obzira na tu neusaglašenost, dosad raspoloživa faktografija za Motajicu i Prosaru dozvoljava pretpostavku da se tamošnje metamorfne stijene tretiraju kao progresivna metamorfna sekvencija koja je nastala regionalnim metamorfizmom u PT-uvjetima grinšistnog i amfibolitskog facijesa na račun okolnih gornjokrednih sedimenata. Na Motajici se lijepo ističe prijelazno područje koje je uzorkovano u dolinama Osovice i Streljačkog potoka na njezinim jugoistočnim obroncima, a koje je uključeno u Katzerov azoik, odnosno Varićakov gornji kompleks paleozojskih škriljavaca (slika 4). Mikroskopska obrada sakupljenog materijala pokazuje kod pelitskih stijena povećanje stupnja kristaliniteta sericita, odnosno muskovita i strukturno-teksturne promjene u slijedu: šejl → slejt → filit i slijedu lapor → laporoviti šejl → kalcitni filit, kao i na pratećim psamitskim stijenama: pješčenjak → metapješčenjak → škriljavi metapješčenjak → muskovit-kvarcni škriljavac, te u karbonatnim: vapnenac → rekristalizirani vapnenac → mramor.

Bez obzira na naglašenu neusaglašenost u petrološkim interpretacijama metamorfnih stijena iz zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora, ipak se može reći, na osnovi dosad raspoloživih podataka (tabela 1), da metamorfni kompleks ove zone ima neke svoje zajedničke karakteristike i specifične oso-



Sl. 4. Geološka karta područja Motajice — shematizirana po podacima Varićaka (1966)
Fig. 4. Geological map of the area of Mt. Motajica — shematized on the basis of Varićak's (1966) data

bine. On je pretežno izgrađen od gnajseva i tinjčevih škriljavaca uz koje dolaze podređenije mramori i amfibolitski škriljavci. Članovi nižemetamorfnog dijela progresivno metamorfozirane sekvencije su zeleni škriljavci, filiti i kalcitni filiti.

U mineralnoj paragenezi ovih metamorfnih stijena ističe se prisustvo andaluzita i kordijerita koji su utvrđeni na Moslavačkoj gori, Motajici, Ceru i Boranji. Kako su kordijerit i andaluzit karakteristični minerali za metamorfne sekvencije tzv. Abukuma tipa (W i n k l e r, 1974), nije isključeno da metamorfni kompleks u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora pripada tom tipu i po tome je jasno individualiziran u odnosu na ostale metamorfne komplekse u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonske mase.

Preliminarni izotopni podaci

Izotopni podaci za granite i prostorno udružene metamorfne stijene iz zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora prikazani su u tabeli 2. U nju su uključeni već ranije objavljeni podaci D e l e o n a (1969) temeljeni na Rb/Sr metodi. Zanimljivo je da su sva izotopna određivanja obavljena na monomineralnim frakcijama tinjaca, češće biotita a rjeđe muskovita. Nova izotopna određivanja

K/Ar metodom obavljena su pretežno na monomineralnim frakcijama biotita, a rjeđe i na rogovači, ili čak i na paru rogovača-biotit.

Za istočne dijelove zone, odnosno za granitne stijene Bukulje, Cera i Boranje imamo samo Deleonove Rb/Sr starosti koje su međusobno dobro usklađene. Naime, svih deset podataka padaju u raspon od 29 do 11 milijuna godina, što odgovara stratigrafskom rasponu gornji oligocen do srednji miocen.

Za Motajicu i susjedne oblasti sada imamo kombinirane Deleonove Rb/Sr i nove K/Ar podatke. U tim rezultatima treba podvući onaj koji se odnosi na uzorak iz bušotine Visoka Greda kod Lipovljana (južne padine Psunja) jer su izotopne starosti dobivene na paru rogovača-biotit izdvojenom iz biotit-amfibolitskog škriljavca. Provjere radi, obje izotopne starosti monomineralnih frakcija urađene su u dva laboratorija i dobivani podaci pokazuju relativno malu neusaglašenost za rogovaču: od 48,5 do 43,2 milijuna godina, što odgovara srednjem eocenu, i nešto veću za biotit: od 38,5 do 27,2 milijuna godina, što pada u raspon viši donji oligocen do srednji dio gornjeg oligocena. Prema uobičajenim kriterijima koji se koriste u izotopnoj geologiji, odnosno u K/Ar metodi (Dalrymple et Lanphere, 1969), veća eocenska starost, određena po rogovači, mogla bi odgovarati vremenu postanka stijene, odnosno vremenu metamorfizma, a niža biotitna nekoj mlađoj fazi zagrijavanja.

Deleonovi Rb/Sr podaci za motajičke granite utemeljeni na radiometrijskim određivanjima na biotitu i muskovitu daju jedan podatak od 72 milijuna godina (granica kampan-mastriht), a tri podatka u rasponu od 28 do 17 milijuna godina (granica oligocen-miocen do srednji miocen).

Međusobno su usklađeniji podaci za Moslavačku goru s okolicom. Istina, dva izotopna podatka: Rb/Sr od 90 milijuna godina na biotitu iz granita i K/Ar od 88 milijuna godina na rogovači iz amfibolitskog škriljavca odgovaraju granici senon-turon. No, najveći dio podataka, šest od ukupno 9, pada u interval od 70 do 57 milijuna godina, što odgovara stratigrafskom rasponu mastriht-kraj paleocena. Posebno se ukazuje na podatak iz bušotine Križ jer su na monomineralnoj frakciji biotita iz biotitnog granita obavljena kontrolna određivanja u dva laboratorija, a dobivene izotopne starosti međusobno lijepo usklađene (razlika je samo oko 5 %). Jedino je biotit iz bušotine Vrbovec dao nižu K/Ar starost od 27 milijuna godina, što odgovara kraju oligocena. Može se pretpostaviti da ova starost označava, vjerojatno, neko kasnije zagrijavanje biotita, dok prevladavajuće više starosti označavaju primarnu starost. Ova pretpostavka je dosta realna, mada se temelji većinom na određivanjima biotita, jer su K/Ar starosti dobivene na biotitu kontrolirane pouzdanijim K/Ar starostima na rogovači.

Interesantno je istaći da kordijeritni tinjčevi škriljavci s jugozapadnih padina Psunja kod sela Trnakovca daju K/Ar starost od 74 milijuna godina, što također pada u navedeni najizraženiji raspon izotopnih starosti u Moslavačkoj gori.

Iz navedenih i prodiskutiranih podataka o izotopnoj starosti granita i pratećih metamorfnih stijena u zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora možemo zaključiti slijedeće:

1. Dosad raspoloživi broj izotopnih podataka (ukupno 30) svakako nije dovoljan da bi se već sada mogla dati koherentna slika o evoluciji granitnog magmatizma i pratećih metamorfnih procesa. To će biti moguće tek kada se

Tabela 2. Podaci izotopne starosti granita i metamorfita iz zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora

Table 2. Isotope ages for granites and metamorphic rocks from the zone Bukulja-Cer--Motajica-Moslavačka Gora

Lokalitet - Locality	Stijena - Rock	Mineral	Starost u milijunima godina - Age in Ma K/Ar	Rb/Sr[1]
BUKULJA				
Kamenolom Pločnik	granit - granite	biotit biotite		16±1
Šutica	leukogranit - leucogranite	biotit		18±2
Kovačevac potok	porfiroidni granit porphyroid granite	biotit		20
Babića rt	granit	biotit		13±1
Babića rt	pegmatit - pegmatite	muskovit muscovite		23,5
CER				
Čakešina	granit	biotit		10,8
Južne padine	pegmatit	muskovit		10,7±1
BORANJA				
Boranja	granodiorit - granodiorite	biotit		24
Desivojski potok	granodiorit	biotit		27±2
Boranja	granodiorit	biotit		29±2
MOTAJICA				
Motajica	granit	biotit		23±5
Motajica	granit	biotit		17±3
Motajica	dvotinjčasti granit - two micas granites	biotit muskovit		72 28
Bušotina Visoka Greda	biotitni amfibolit biotite amphibolite	rogovača hornblende	48,5[x] 43,2	
		biotit	38,5[x] 27,2	
JUŽNI OBRONCI PSUNJA				
Trnakovac	kordijeritni mikašist cordierite micaschist	biotit	74±3	
MOSLAVAČKA GORA				
Moslavačka gora	granit	biotit		90±5
Moslavačka gora	granit	biotit		62
Moslavačka gora	gnajsgranit - gneiss-granite	biotit		64
Velika Sredska	granit	biotit	70±2	
Kamenica	pegmatit	biotit	57±2	
Garić grad	amfibolit - amphibolite	rogovača	88±3	
Bušotina Križ	biotitni granit biotite granite	biotit	61±2 64,9[x]	
Bušotina Vrbovec	biotitni granit	biotit	27±2	

[1] Svi Rb/Sr podaci iz rada Deleona (1969) - All Rb/Sr ages according to Deleon (1969)

[x] Starosti uzoraka koje je odredio A. Lovrić na čemu mu mnogo hvala
Ages determined kindly by A. Lovrić

bude raspolagalo s većim brojem radiometrijskih podataka i kada među njima bude bilo i Sr-izohrona.

2. No, i trideset izotopnih podataka, koji su međusobno dobro usklađeni i dobiveni korištenjem dviju radiometrijskih metoda (K/Ar i Rb/Sr), zatim kontrolirani u dva laboratorija i provjeravani na paru rogovača-biotit, već sada predstavljaju solidnu dokumentaciju za krednu i tercijarnu starost granita i pratećih metamorfnih stijena, tim više što je izotopna starost metamorfita usaglašena s njihovom geološkom starošću koja je dokumentirana paleoflorističnim podacima. Svi zasad raspoloživi podaci ukazuju da se granitni magmatizam i prateći metamorfizam odigrao u intervalu između subhercinske i savske faze.

3. Najveće starosti odgovaraju granici turon-senon, no one se zasad temelje na određivanju samo dva uzorka. Mnogo veći broj uzoraka daje izotopne starosti koje odgovaraju stratigrafskom rasponu mastriht-kraj paleocena (većina uzoraka s Moslavačke gore i biotit iz granita Motajice) i idu do u srednji eocen (rogovača iz bušotine Visoka Greda). Vrlo su izražene i izotopne starosti u rasponu od 18 do 25 milijuna godina koje odgovaraju granici oligocen-miocen do zaključno karpata. Moglo bi se pretpostaviti da veće starosti odgovaraju starosti granitnog magmatizma i pratećem metamorfizmu, dok niže starosti mogu ukazivati na mlađe zagrijavanje, a ovo se može vezati s donjom do srednjomiocenskom vulkanskom fazom koja je inače jako izražena u području Panona. No, nije isključeno ni da je ova vulkanska faza u dubljim nivojima bila popraćena i plutonskim procesima.

Diskusija

Gornjokredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene izgrađuju zonu Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora koja se nastavlja dalje na jug duž kontakta istočnih Dinarida i Srpsko-makedonske mase. Južno od te zone, u graničnom području sjevernih Dinarida i Panona, javlja se zona gornjokredno-paleogenih fliševa čiji su sjeverni dijelovi isprobijani mladim alpinskim granitima i na račun kojih su nastale prateće regionalno metamorfozirane sekvencije s andaluzitom i kordijeritom, inače karakterističnim mineralima metamorfnih sekvencija Abukuma tipa.

Već je ranije rečeno da površinske izdanke kredno-tercijarnih granita i metamorfita dodirnog područja sjevernih Dinarida i Panonske mase, zajedno s pratećim andezitima i dacitima i njihovim tufovima, možemo shvatiti kao površinske dijelove (relikte) drevnog magmatskog luka koji se protezao duž aktivnog ruba dinaridskog dijela Tetisa u području sučeljavanja s evroazijskom pločom ili njezinim dezintegriranim dijelovima (P a m i ć, 1977). Ispred tog magmatskog luka, na njegovoj padini i u susjednom rovu, nastajali su turbiditni sedimenti kredno-paleogenog fliša (J e l a s k a, 1978). U takvoj geodinamskoj interpretaciji može se južno područje kredno-paleogenih fliševa, koje južnije graniči sa susjednom ofiolitskom zonom Dinarida, shvatiti kao površinski dio reliktne subdukcione zone, koja se rasprostirala ispred spomenutog magmatskog luka i duž koje se u pravcu sjevera, odnosno sjever-sjeveroistoka obavljala subdukcija mezozojske oceanske kore dinaridskog dijela Tetisa.

Dakle, granitne i metamorfne stijene zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora mogle su nastati u području subdukcijske zone i magmatskog luka u završnim stadijima zatvaranja dinaridskog dijela Tetisa kao rezultat kolizije afričke i evroazijske ploče, odnosno njezinih dezintegriranih fragmenata. Duž tektonski veoma aktivne zone odvijala se, kroz duže geološko vrijeme, snažna magmatska aktivnost koja je dovela do povećanja energetskog fluksa i prouzrokovala znatne izmjene geotermijskih gradijenata na račun čega su u uvjetima regionalnog metamorfizma progresivno izmijenjeni okolni gornjokredni sedimenti. Metamorfizam se odvijao u PT-uvjetima grinšistnog i amfibolitskog facijesa regionalnog metamorfizma, a nije isključeno da su u plićim intruzivnim nivojima nastajale grinšist-amfibolitske mineralne parageneze Abukuma tipa i u uvjetima kontaktnog metamorfizma (formiranje skarnova i hornfelsa).

Danas raspoloživa faktografija ne omogućava precizniju rekonstrukciju evolucije ovog magmatskog luka. Raspoložive izotopne starosti ukazuju da se većina granitnih intruzija odigrala u stratigrafskom rasponu koji odgovara mastrihtu do zaključno paleocenu, što nam govori da je u to doba već bila razvijena ova geološka struktura, a također i da se u to doba vjerojatno odigrala najsnažnija magmatska aktivnost. Neki izotopni podaci ukazuju da se granitni magmatizam odigravao i na granici turona i senona. U svakom slučaju dosad raspoloživom faktografijom danas je praktički nemoguće rekonstruirati početne stadije formiranja magmatskog luka. Budući da je on genetski vezan za procese subdukcije mezozojske oceanske kore, nije isključeno da počeci egzistiranja magmatskog luka, pa time i granitnog magmatizma ne padaju i ranije.

Završne stadije postojanja magmatskog luka, odnosno početne faze njegovog razaranja trebalo bi vezati za početne stadije egzistiranja današnjeg Panonskog kompleksa. Nakon definitivnog formiranja glavnih navlačnih struktura u okolnim Dinaridima započinje pirinejska faza u prostoru današnjeg Panona formiranje malih bazena u lokalnim ekstenzionim oblastima vezanim za velike horizontalne rasjede. Danas postoje mišljenja da su sistemi konjugiranih horizontalnih rasjeda pravca kretanja sjeveroistok i sjeverozapad uvjetovali istočno-zapadnu ekstenziju velikog područja između današnjih Karpatida i Dinarida, odnosno u području Panona (R o y d e n et al., 1982; H o r w a t h , 1984).

Prema tome, relikti drevnog magmatskog luka sačuvani u današnjoj zoni Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka gora, koja predstavlja najsjeverniji dio Dinarida — područja izrazite kompresije, stoje danas u kontaktu s južnim dijelovima Panonskog strukturnog kompleksa — s područjem izrazite ekstenzije Zemljine kore. Pri sučeljavanju (koliziji) afričke i evroazijske ploče, odnosno njezinih dezintegriranih dijelova (jadranski i mezijski blok), započinju u području današnjeg Panona procesi ekstenzije, istanjivanja Zemljine kore, vjerojatno kao posljedica relativno visokog izdizanja peridotitskog plašta. Ovi su procesi morali dovesti ne samo do djelomičnog razaranja magmatskog luka, nego i do njegovog zaplavljivanja mlađim sedimentima Panona. No, u tom se razdoblju odigrala i najsnažnija vulkanska aktivnost koja je dala u donjem i srednjem miocenu andezite s dacitima i čestim tufovima u okolnim miocenskim sedimentima u području već samo djelomice sačuvanog magmatskog luka južno od njega, a andezitbazalte, također s tufovima, u njegovoj pozadini, odnosno sjeverno od njega. Moguće je da su u toj fazi u dubljim nivoima nastajala i mlađa granitna tijela. Energetski fluks vezan za snažan vulkanizam, odnosno

magmatizam uzrokovao je retrogradne promjene koje se odražavaju i u djelomičnom zagrijavanju ranije obrazovanih stijena granitno-metamorfnog kompleksa.

Dakle, prikazana zona kredno-tercijarnih granita i metamorfnih stijena je produkt specifičnih geodinamskih procesa koji su se odigravali krajem mezozoika i u starijem tercijaru u području aktivnog ruba dinaridskog dijela Tetisa, odnosno u području kolizije afričke i evroazijske ploče. Ona i u današnjoj građi Dinarida ima važnu funkciju jer markira površinsku granicu između izrazite promjene u debljini Zemljine kore, odnosno predstavlja granicu između područja izrazite kompresije (Dinaridi) i područja izrazite ekstenzije (Panonski strukturni kompleks).

Zahvaljujem se akademicima I. Jurkoviću, S. Karamati i N. Pantiću za korisne diskusije i primjedbe u toku pisanja manuskripta.

Cretaceous-Tertiary granitic and metamorphic rocks of the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian Mass

Summary

A discontinuous zone of granitic and metamorphic rocks stretches along the line of Mts. Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka Gora in the easternmost and northernmost parts of the Dinarides close to the Serbo-Macedonian and Pannonian Masses (Figure 1). It prevailed through many decades an opinion, but without any evidence, that the granitic and metamorphic rocks of the zone are of the Precambrian or Paleozoic ages. Deleon (1969) was the first to document by Rb/Sr method the Upper Cretaceous and Tertiary age of the granitic rocks from the mentioned localities. On the other hand, Pantić and his coworkers have determined Upper Cretaceous and Paleogene pollens in the previously presumed Precambrian and Paleozoic shales and phyllites associated with granites (Pantić et Jovanović, 1970; Pantić et al., 1972).

The main petrological features of rocks of the Cretaceous-Tertiary granite association are presented in Table 1. According to Streckeisen's (1973) classification granitic rocks are represented mostly by granite, granodiorite, quartz monzonite and quartz diorite (Figures 2 and 3) associated in some places with gabbro. The presented data indicate that the granitic rocks of the zone Bukulja-Cer-Motajica-Moslavačka Gora have some characteristics both of S- and I-granites (Chappell et White, 1974; Beckinsale, 1979; Chappell, 1984). But the fact that the rocks of granite-granodiorite-diorite-gabbro association are accompanied in some places by penecontemporaneous rhyolites with subordinate basatls (Pamić et Šparica, 1983) points to a presumption that they might represent I-granites.

The associated metamorphic rocks are represented by contact metamorphosed hornfelses and calc-silicate rocks as well as by regionally metamorphosed gneisses, micaschists, amphibolites, marbles, greenschists and phyllites. The rocks originated under PT-conditions of greenschist and amphibolite facies and they characteristically contain cordierite and andalusite pointing to the Abukuma-type metamorphism. Transitional parts between Upper Cretaceous carbonate and clastic sediments and lower metamorphosed parts of the Abukuma-

type metamorphic sequence is well exposed on the southeastern flanks of Mt. Motajica (Figure 4). The Upper Cretaceous sediments grade without any interruption into lower metamorphosed rocks, and this is shown by the following succesions: shale → slate → phyllite; marly shale → marly slate → calc phyllite; sandstone → metasandstone → schistose metasandstone → muscovite-quartz schist, and limestone → recrystallized limestone → marble.

Table 2 comprises earlier Deleon's (1969) Rb/Sr and our new K/Ar data for granites and some of the associated metamorphic rocks. The data presented point to the following conclusions:

(1) It cannot be given a coherent picture on the evolution of granite magmatism and the accompanied metamorphic processes on the basis of the radiometric data so far available.

(2) However, the isotope ages are obtained by two radiometric methods mostly on monomineralic fractions of biotites, but also of hornblendes and on the pair biotite-hornblende, and some of radiometric determinations have been carried out in two isotope laboratories. Most of the isotope data fall in the interval between 74 and 17 Ma and they represent evidence for Upper Cretaceous to Miocene age of granites and the associated metamorphic rocks. It must be stressed that the isotope ages of metamorphic rocks are fairly concordant with their geological ages obtained by paleofloristic determination.

(3) Higher isotope ages are probably related to main magmatic and metamorphic phases, and the lower ones probably to a subsequent phase of heating. The latter event can be correlated, at least partially, with strong Miocene volcanic activity manifested by frequent occurrences of basalts and andesites.

The exposures of Cretaceous and Tertiary granites and metamorphic rocks together with the accompanied volcanic rocks and their tuffs can be understood as superficial parts of a relict ancient magmatic arc. It stretched along the active margin of the Dinaridic part of the Tethys which collided with the Euroasian plate or their disintegrated parts (Pamić, 1977). Upper Cretaceous-Paleogene flysch sediments originated on the slope of the magmatic arc and in the adjacent trench whose axial parts probably mark ancient subduction zone along which was consumed the Mesozoic oceanic crust of the Dinaridic part of the Tethys.

A precise evolution of the magmatic arc cannot be reconstructed on the basis of data so far available. Most of the isotope data fall in the stratigraphic span between the Upper Cretaceous and Early Paleogene pointing to the assumption that the magmatic arc existed at that time. Final stages of its existence can be connected with initial phases of the formation of the Pannonian basin. After the main thrust and imbricated structures were formed during the Pyrenean phase in the adjacent Dinarides, in the area of the present Pannonian Mass small basins along large horizontal faults originated (Royden et al., 1982; Horwath 1984).

It can be concluded that relics of an ancient magmatic arc, preserved in the present zone Bukulja-Cer-Motajica-Prosara as the northernmost part of the Dinarides, are in contact with the southernmost parts of the Pannonian Mass. As distinguished from the compressional belt of the Dinarides, in the area of the present Pannonian basin started the processes of extension and attenuation of the crust probably as the consequence of the high uplift of the upper mantle.

These processes might have brought about the partial destruction of the magmatic arc.

Accordingly, the present zone of Cretaceous-Tertiary granitic and metamorphic rocks originated on account of specific geodynamic processes which took place during the Upper Cretaceous and Early Tertiary in the area of the active continental margin, i. e. in the collisional area between the African and Euroasian plates. The zone of Cretaceous-Tertiary granitic and metamorphic rocks marks in the present structure the superficial boundary between the areas of distinct thicknes differences of the Earth crust, i. e. the boundary between the compressional area of the Dinarides and the extensional area of the Pannonian Mass.

Literatura

Aleksić, V. & Pantić, N. 1972, Mezozojski i paleogeni metamorfiti i dalja istraživanja u južnoj grani alpske geosinklinalne oblasti. Zap. Srp. geol. druš. za 1968—1970 g., 221—233, Beograd.

Barić, Lj. 1956, Biotitno-kordijeritni škriljavac s andaluzitom i silimanitom iz Jaske potoka u Moslavačkoj gori. Geologija, *2*, 145—167, Ljubljana.

Barić, Lj. 1972, Kontaktnometamorfni mramori iz okolice Podgarića u Moslavačkoj gori (Hrvatska). VII. Kongr. geol. SFRJ, *2*, 1—28, Zagreb.

Beckinsale, R. D. 1979, Granite magmatism in the tin belt of south-east Asia. In: M. P. Atherton and J. Tarney (Eds.) "Origin of granite batholiths", 33—44, Shiva Publ. Limited, Kent.

Brković, T., Radanović, Z. & Pavlović, Z. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tumač za list Kragujevac. Sav. geol. zavod, Beograd.

Chappell, B. W. 1984, Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, *310*, 693—707, London.

Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geol., *8*, 173—174, Tokyo.

Dalrymple, B. G. & Lanphere, M. A. 1969, Potassium-argon dating. W. H. Freeman and Company. San Francisco.

Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Inst. rud.-geol. istr. isp. nukl. sirovina, *6*, 165—182, Beograd.

Divljan, S. 1961, Rezultati ispitivanja gnajseva planine Bukulje. Glas. Prirod. muz., A, *14/15*, 147—170, Beograd.

Divljan, S., Mihailović-Vlaić, N. & Cvetić, S. 1978, Prikaz novijih shvatanja o genezi granitoidnih stena Cera (zapadna Srbija). IX. Kong. geol. SFRJ, *2*, 314—321, Sarajevo.

Filipović, I., Pavlović, Z., Rodin, V. & Marković, O. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tumač za list Gornji Milanovac. Sav. geol. zavod, Beograd.

Horwath, F. 1984, Neotectonics of the Pannonian and the surrounding mountin belts: Alpes, Carpathians and Dinarides. Ann. Geophysics *2* (2), 147—154, Budapest.

Jelaska, V. 1978, Stratigrafski i sedimentološki odnosi senonsko-paleogenog fliša šireg područja Trebovca (sjeverna Bosna). Geol. vjes., *30*, 95—118, Zagreb.

Jurković, I. 1962, Rezultati naučnih istraživanja rudnih ležišta Hrvatske. Geol. vjes., *15* (1), 249—294, Zagreb.

Karamata, S. 1955, Petrološka studija magmatskih i kontaktnometamorfnih stena Boranje. Glas. Prir. muz., A, *6* (1), 1—30. Beograd.

Karamata, S. & Đorđević, P. 1980, Origin of the Upper Cretaceous and Tertiary magmas in the eastern parts of Yugoslavia. Bull. Acad. serbe scien. et arts, *72*, 99—108, Beograd.

Katzer, F. 1926, Geologija Bosne i Hercegovine (Azoik i paleozoik), Sarajevo.

Knežević, V. 1962, Postanak i petrokemijski karakter magmatskih i kontaktno-metamorfnih stena Cera. Zbor. Rud.-geol. fak., 7, 191—201, Beograd.

Koch, F. 1899, Prilog poznavanju Moslavačke gore, Rad JAZU, *139*, 1—28, Zagreb.

Miholić, S. 1950, The absolute age determination of the magmatic rocks. Jour. Chem. Soc., *666*, 3402—3405, London.

Pamić, J. 1977, Alpski magmatsko-metamorfni procesi i njihovi produkti kao indikatori geološke evolucije terena sjeverne Bosne. Geol. glas., *22*, 257—291, Sarajevo.

Pamić, J. & Šparica, M. 1983, Starost vulkanita Požeške gore. Rad JAZU, *404*, 183—198, Zagreb.

Pamić, J., Krkalo, E. & Prohić, E. 1984, Granitne stijene sjeverozapadnog dijela Moslavačke gore u sjevernoj Hrvatskoj. Geologija *27*, 202—212, Ljubljana.

Pantić, N. & Jovanović, D. 1970, O starosti »azoika« ili »paleozojskih škriljavaca« na Motajici na osnovu mikroflorističkih podataka. Geol. glas., *14*, 190—214, Sarajevo.

Pantić, N., Ercegovac, M. & Aleksić, V. 1972, O starosti metamorfnih tvorevina u okolini Kragujevca. Zapis. SGD za 1965—1970. god., 217—219, Beograd.

Royden, L., Horwath, F. & Burchfiel, B. C. 1982, Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian-Pannonian region. Geol. Soc. Amer. Bull., *93*, 717—725, Washington, D. C.

Simić, V. 1938, O facijama mlađeg paleozoika u zapadnoj Srbiji. Ves. Geol. inst. kralj. Jugoslavije, *6*, 83—108, Beograd.

Simić, V. 1953, Magmatizam i metalogenija naših granitoidnih stena u vezi sa volframovim orudnjenjem. Ves. Zav. geol. geofiz. istr., *10*, 191—253, Beograd.

Streckeisen, A. L. 1973, Plutonic rocks, classification and nomenclature. Geotimes, *18* (10), 26—30, Washington, D. C.

Šparica, M., Juriša, M., Crnko, J., Šimunić, A., Jovanović, Č. & Živanović, D. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tumač za list Nova Kapela, Sav. geol. zavod, Beograd.

Tućan, F. 1953, Nov prinos poznavanja kristalastih stijena Moslavačke gore. Spomenica Miše Kišpatića, Jugosl. akad. znan. i umjet., 39—69, Zagreb.

Varićak, D. 1966, Petrološka studija motajičkog granitnog masiva. Pos. izd. Geol. glas., *9*, 1—170, Sarajevo.

Vragović, M. & Majer, V. 1980, Prilozi za poznavanje metamorfnih stijena Zagrebačke gore, Moslavačke gore i Papuka (Hrvatska, Jugoslavija), Geol. vjes., *31*, 295—308, Zagreb.

Winkler, H. G. F. 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

GEOLOGIJA 28 29, 239—254 (1985 86), Ljubljana

UDK 552.43:550.4(497:13)=862

Petrološko-geokemijske karakteristike ortogrinšista Zagrebačke gore u Hrvatskoj

Petrology and geochemistry of orthogreenschists from Mt. Zagrebačka Gora in Croatia

Jakob Pamić
Geološki zavod, Sachsova 2, 41000 Zagreb

Jasna Injuk
Institut »Ruđer Bošković«, Bijenička c. 54, 41000 Zagreb

Sažetak

U radu se obrađuju ortogrinšisti sensu lato Zagrebačke gore (ili Medvednice) među kojima su odvojeni: metadijabazi, zeleni škriljavci s. str. s podređenim epidotskim, stilpnomelanskim i sericitskim škriljavcima te amfibolitski škriljavci. Većina tih stijena ima jasan bazičan, a po normativnom sastavu i nekim geokemijskim osobinama i jasan toleitski karakter.

Na osnovi sadržaja i rasporeda imobilnih mikroelemenata na kraju se diskutira o protolitu zelenih škriljavaca i o geotektonskim uvjetima formiranja.

Abstract

The paper deals with greenschists sensu lato of Mt. Zagrebačka Gora (or Medvednica) which can be grouped into: metadiabases, greenschists s. str. with subordinate stilpnomelan epidote and sericite schists, and amphibolites. Most of the rocks are basic, and based on major and trace element contents, and CIPW norms they display a distinct tholeiitic affinity.

On the basis of immobile trace elements it is presented a discussion on possible protoliths of greenschists and their geotectonic setting of formation.

Uvod

Zeleni škriljavci Zagrebačke gore (Medvednice) poznati su u geološko-petrološkoj literaturi već više od stotinu godina. Mada se spominju u brojnim radovima, a u nekima su čak detaljno i petrografski opisani, dosad nisu u dovoljnoj mjeri geokemijski definirani.

U toku 1984. i 1985. godine prvonavedeni autor je radio u Zagrebačkoj gori i pri tome sistematski sakupio uzorke na nekoliko profila. Ti su uzorci naknadno

obrađeni mikroskopski i na osnovi tih podataka izvršen je odabir reprezentativnih uzoraka koji su detaljnije geokemijski izučavani. Cilj ovog rada je da se dadu osnovne geokemijske karakteristike ortogrinšistnih stijena središnjih dijelova Zagrebačke gore. One imaju jasan toleitni karakter, kao i većina zelenih škriljavaca prekambrijskih grinšistnih pojaseva od kojih se, međutim, jasno razlikuju u sadržaju i raspodjeli nekih imobilnih mikroelemenata.

Kratak pregled dosadašnjih literaturnih podataka

O geologiji Zagrebačke gore objavljen je veliki broj radova od kojih ćemo spomeniti samo one koji su od značaja za zelene škriljavce.

Petrografski podaci o zelenim škriljavcima započinju se prikupljati još sredinom prošlog stoljeća. Vukotinović (1873) navodi da je veći dio Zagrebačke gore izgrađen od diorita koji prelaze u zelene škriljavce. Foetterle (1861/62) smatra da je glavna masa planine izgrađena od kristalastih škriljavaca, diorita, dioritnih škriljavaca te kristaliničnih vapnenaca. Pilar (1881) je iznio mišljenje da je zapadni dio Medvednice izgrađen pretežno od škriljavaca s kojima se javljaju i eruptivne stijene, pretežno dioriti, podređeno i dijabazi.

Sistematska geološka istraživanja započeo je Gorjanović-Kramberger (1890, 1907, 1908 i dr.) koji je uradio i geološku kartu Zagrebačke gore u mjerilu 1 : 75.000. Na osnovi mikroskopskih određivanja Kocha navodi prisustvo melafira, dijabazporfirita, olivinskih dijabaza i gabra te različitih škriljavaca: filita, tinjčevih škriljavaca i zelenih škriljavaca. Iz spomenutih Kochovih petrografskih odredbi proizlazi da su zeleni škriljavci jako raznovrsni, kako u strukturno-teksturnim karakteristikama, tako i u mineralnom sastavu. Gorjanović-Kramberger odvaja zelene škriljavce glavnog trupa, zajedno s »bljesnicima« i filitima kao prekambrijske tvorevine, od okolnih brusilovaca i vapnenaca koje je uvrstio u karbon, no ta podjela je bez adekvatne dokumentacije. U zapadnim dijelovima Zagrebačke gore postavio je granicu »orijentalnog kopna« i okolnih alpinskih tvorevina.

Kišpatić (1895. i 1918) daje petrografski prikaz zelenih škriljavaca Zagrebačke gore. Njihovu mineralnu paragenezu sačinjavaju: albit, hornblenda, klorit, epidot i kalcit te titanit, magnetit, rjeđe biotit i kvarc, dok je piroksen našao samo u jednom izbrusku. On daje i četiri kemijske analize zelenih škriljavaca, a u zasebnom poglavlju opisuje filite u kojima je našao granat i disten.

Miholić (1957) je odredio izotopnu starost dva uzorka zelenih škriljavaca sa Zagrebačke gore, i to U/Pb metodom; dobio je vrijednosti od 750 i 790 milijuna godina što odgovara prekambriju, odosno gornjem proterozoiku.

Marić (1959) je među zelenim škriljavcima Medvednice izdvojio stijene masivnog i škriljavog habitusa, inače identičnog mineralnog sastava. Utvrđuje istu mineralnu paragenezu kao i Kišpatić, uz neke manje razlike: plagioklas je po njemu zastupljen andezinom, a ne albitom, dok je amfibol uralit, a ne hornblenda. On zelene škriljavce uvrštava u aktinolit-klorit-epidotski subfacijes i smatra da su oni nastali metamorfozom od gabro-dijabaza u »ranom alpskom paroksizmu«.

Crnković (1963) smatra da zeleni škriljavci Medvednice predstavljaju jedinstvenu stratigrafsku cjelinu i njih veže za određene sedimentacijsko-magmatske procese unutar staropaleozojske (?) geosinklinale.

Šikić et al., (1979) iznose novo mišljenje da su sve metamorfne stijene Zagrebačke gore, uključujući i zelene škriljavce glavnog trupa, devonsko-karbonske starosti. Na osnovi petrološke obrade Raffaellija, metamorfne stijene su podijelili po Jungu i Roquesu na zone x i y_2. U metamorfnim zonama y_2 izdvajaju slijed gabro-dioritnih ortometamorfita, zatim slijedove aluminijskih, kvarc-feldspatskih, karbonatnih, željezom obogaćenih i kalcijsko-feromagnezijskih parametamorfita od kojih prva tri dolaze i u zoni x. Interesantno je istaći da je Raffaelli u željezom obogaćen slijedu odredio po prvi puta na Medvednici kloritoidne škriljavce. Devonsko-karbonsku starost tih stijena temelje na odredbama konodonti koje je obavio Đurđanović (1969). No, treba objektivno istaći da je Đurđanović odredio devon-karbonske konodonte samo u kristalastim vapnencima. U najnovije vrijeme je dokazano na osnovi odredbi graptolita da dio metamorfnog kompleksa Zagrebačke gore pripada donjem siluru (Sremac et Mihajlović-Pavlović, 1983).

Nedavno su Vragović i Majer (1980 i 1980 a) detaljno opisali već spomenute kloritoidne škriljavce s Puntjarke na Medvednici koje im je ustupio Crnković; izgrađeni su od »bijelog tinjca«, kvarca, malo klorita, te pločasto-prutićastog kloritoida.

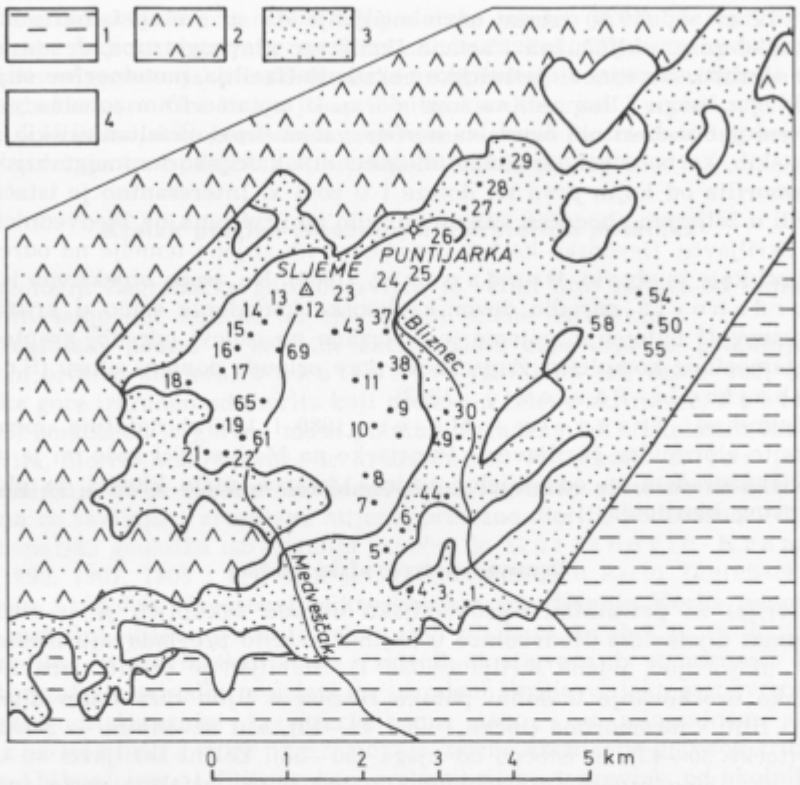
Osnovni petrografski podaci

Materijal za petrološku i geokemijsku obradu sakupljen je u središnjim i zapadnim dijelovima Medvednice u kojima izrazito prevladavaju metamorfne stijene, uključujući zelene škriljavce (sl. 1). Snimljen je profil i obavljeno sistematsko uzorkovanje u dolini potoka Bliznec u čijim nizvodnim dijelovima dolaze i filiti s mramorima (točke 1—4 i 44—49), a u uzvodnim — zeleni škriljavci (točke 30—43), te istočno od njega (50—58). Zeleni škriljavci su uzorkovani i na lijepo otvorenim izdancima u zasjecima asfaltne ceste južno od Sljemena (točke 5—13) te ispod glavnog bila sve do Kraljičinog zdenca (uzorci 13—21) te odatle uzvodno u gornjim tokovima Medveščaka (uzorci 61—69).

U terenskom je radu sakupljeno na navedenim profilima ukupno 125 uzoraka raznovrsnih metamorfnih stijena od čega nešto više od 2/3 pripada zelenim škriljavcima. Daleko najveći broj od njih otpada na zelene škriljavce »glavnog trupa« za koje se od ranije smatra da su ortometamorfnog porijekla. Parametamorfni zeleni škriljavci koji alterniraju s filitima u rubnim dijelovima Medvednice nisu obuhvaćeni ovim radom.

Kao što je već naglasio Koch, među zelenim stijenama Medvednice dolaze vrlo raznovrsne stijene i, zapravo, veliko je pitanje da li je i petrološki ispravno da se sve one označavaju zelenim škriljavcima. Budući da su one i dosad tako označavane, mi ćemo u ovom radu, da bismo izbjegli konfuziju, sve zelene stijene glavnog trupa Medvednice tretirati kao zelene škriljavce sensu lato.

I pored petrografske raznovrsnosti, mineralna parageneza zelenih škriljavaca Zagrebačke gore dosta je ujednačena. U njoj dolaze, kako su to već utvrdili Kišpatić (1895) i Marić (1959), slijedeći minerali: plagioklas, amfibol, klorit, epidot, odnosno klinocoizit, sericit, biotit, kvarc i kalcit kao bitni sastojci, dok su među akcesornim utvrđeni: titanit, magnetit, apatit, rutil i cirkon. Od navedenih minerala kroz ovaj rad su detaljnije određivani samo plagioklasi; teodolitno-mikroskopskom metodom utvrđeno je da sastav plagioklasa



Sl. 1. Shematizirana geološka karta obrađivanog dijela Zagrebačke gore (Šikić et al., 1979) s mjestima uzorkovanja

Fig. 1. Schematized geologic map of the investigated area of Zagrebačka Gora with sampling locations — Šikić et al., 1979

1 neogeno-kvartarni sedimenti — Neogene-Quaternary sediments, *2* kredno-paleogene sedimentne i magmatske stijene — Cretaceous-Paleogene sedimentary and igneous rocks, *3* pretežno filiti i mramori — mostly phyllites and marbles, *4* zeleni škriljavci — greenschists

varira od 3 do 16 % an (mjereno ukupno 18 zrna iz pet različitih uzoraka) što je usaglašeno i s rentgenoskopskim podacima. Uz njih su sasvim pouzdano određeni K-glinenci s ortoklasnom optikom, kao i mineral stilpnomelan, što je provjereno i rentgenoskopskom metodom (Rentgenska ispitivanja obavio je D. Slovenec, na čemu se mnogo zahvaljujemo).

Navedeni bitni minerali kombiniraju se na različite načine i u različitim modalnim odnosima, pa onda, u zavisnosti od toga i razlike u strukturno-teksturnim osobinama, među zelenim škriljavcima Medvednice može se izdvojiti nekoliko grupa stijena.

1. **Metadijabazi** se dosta često susreću i na njih otpada oko 20 % od svih obrađivanih zelenih stijena. Za njih je karakteristično da imaju ofitsku strukturu, rijetko i dijabazno-zrnastu, s tim da ponekad pokazuju znakove slabe metamorfne rekristalizacije. Mogu biti sitnozrni (veličina zrna do 0,5 mm), srednjozrni (veličina zrna oko 1 mm) i krupnozrni (veličina zrna 2 mm, pa

i više), tako da ovi posljednji u stvari, prelaze već u ofitske gabre. Rijetko se nailazi i na porfirno-ofitske varijetete; utrusci veličine do 3 mm uronjeni su u sitnozrno-ofitsku masu. Tekstura je pretežno masivna, nekad i slabo do umjereno škriljava, pri čemu je uvijek jasno sačuvana ofitska struktura.

U mineralnom sastavu metadijabaza ističe se idiomorfni prizmatski plagioklas koji, kako je prije navedeno, odgovara albitu do kiselom oligoklasu. Plagioklasi su rijetko kada potpuno sviježi; obično se u njima nalaze manje do umjerene količine sekundarnih uklopaka među kojima se ističu sericit i klorit.

U intersticijama između plagioklasa dolaze feromagnezijski minerali, u pravilu alotriomorfno do hipidiomorfno razvijeni. Među njima je najčešći amfibol, koji je predstavljen zelenom hornblendom, rjeđe vlaknastim aktinolitom. Čest je i zelenkasti klorit koji se nekad jasno razvija po amfibolu, dok je epidot, odnosno klinocoizit podređeniji. Rijetko se u intersticijama naiđe na manje količine kvarca.

2. **Zeleni škriljavci s. str.** su najčešće stijene i na njih otpada oko 50 % od svih određivanih zelenih stijena. Za ove stijene je karakteristično da im u sastavu preteže obično zelenkasti, željezom obogaćeni klorit, uz koji još dolaze kao bitni sastojci: albit do kiseli oligoklas, epidot, odnosno klinocoizit, zatim amfibol, sericit i kvarc.

Strukturno-teksturne karakteristike zelenih škriljavaca s. str. dosta su raznovrsne. Oni imaju granoblastične, lepidogranoblastične i porfiroblastične strukture, a s obzirom na magmatski karakter protolita često se nailazi na reliktne dijabazno-zrnaste strukture. Većinom su to sitnozrne stijene i veličina zrna rijetko kada prelazi 1 mm. Tekstura im je redovito paralelna i izražena u folijaciji ponekad plisiranoj do mikroboranoj.

Zeleni škriljavci s. str. imaju promjenljivi modalni sastav. Obično su to izrazito mezokratne stijene s jasnim pretezanjem klorita, no kod nekih albit prevladava nad kloritom. I u jednom i u drugom slučaju, uz klorit, obično još dolaze epidot, amfibol, rjeđe sericit i kvarc.

No, u ovoj se grupi još ističu i epidotski škriljavci, tj. stijene u kojima je epidot najzastupljeniji sastojak. Pored njega se još javljaju albit do kiseli oligoklas, klorit, amfibol te sericit i kvarc.

U ovoj grupi stijena su utvrđeni i varijeteti u kojima količinski dominira sericit, a uz njega još dolaze kiseli oligoklas do albit, klorit, epidot, kvarc i rjeđe uralit. Modalni odnosi su promjenljivi, no kako je ovdje sericit najzastupljeniji mineral, to sve te stijene predstavljaju različite varijetete sericitskih škriljavaca.

U nekim zelenim stijenama dolazi podređeno, pored navedenih minerala, i stilpnomelan u vidu prizmatskih kristala s jasnom bazalnom, ali i uzdužnom kalavošću i pleohroizmom u žutoj i tamnocrvenosmeđoj boji. Njegovo prisustvo smo provjeravali i na rentgenogramu na kojem je jasno izražen pik 13,0 Å koji dokazuje prisustvo stilpnomelana. Istina, ističe se još jedan stilpnomelanski pik od 11,9 Å koji se preklapa sa sepiolitom. No, tu mogućnost prisustva sepiolita isključuju paragenetski odnosi.

Mada stilpnomelan dolazi kao sporedan sastojak u nekim grinšistima, njegovo prisustvo je genetski značajno jer ukazuje da su ti grinšisti nastajali pri povišenom tlaku (W i n k l e r , 1967). To su, inače, zeleni škriljavci u kojima prevladavaju klorit i albit do kiseli oligoklas, uz manje amfibola, epidota i kvar-

ca; utvrđeni su u izvorišnom dijelu Blizneca pod glavnim vrhom Sljeme. Važno je istaći da Raffaelli također spominje prisustvo stilpnomelana, i to u sukcesiji sa željezom obogaćenih parametamorfnih stijena u kojoj je odredio i kloritoidne škriljavce (Šikić et al., 1979).

3. **Amfibolitski škriljavci** su, također, dosta česte stijene i na njih otpada oko 1/3 od svih ispitivanih zelenih stijena. To su stijene koje se makroskopski ne mogu razlikovati od prikazanih zelenih škriljavaca s. str., jer su i one obično zelene boje i imaju sitnozrni metamorfni sklop. Međutim, mikroskopska ispitivanja pokazuju da u tim stijenama količinski preteže amfibol koji nije detaljnije određivan; vlaknasti varijeteti sigurno pripadaju aktinolitu, a individualizirani pojedinačni prizmatski kristali vjerojatno zelenoj hronblendi. Pored amfibola dolaze inače isti minerali kao i u zelenim škriljavcima s. str.: kiseli oligoklas do albit, epidot, klorit, te veoma rijetko kvarc i sericit. I ovdje je modalni sastav promenljiv, no uvijek uz količinsku dominantnost amfibola.

Amfibolitski škriljavci imaju različite strukture: granoblastičnu, nematoblastičnu, nematogranoblastičnu i porfiroblastičnu, a nekad i reliktnu ofitsku, ili čak i reliktnu hipidiomorfno zrnastu što dokazuje da predstavljaju ortometamorfne stijene nastale iz dijabaza i gabrodijabaza. Najčešće su to sitnozrne stijene i veličina zrna im rijetko kada dosegne do promjera 1 mm. Tekstura je redovito paralelna, obično s jasno izraženom folijacijom, a nematoblastični strukturni varijeteti imaju i jasno linearan sklop. Rjeđe se paralelna tekstura odražava u vrpčastim i lećastim izdvajanjima promjenljivog modalnog sastava.

Sve su navedene stijene vrlo često ispresijecane žilicama i lećama, nekad i nepravilnim gnijezdima sekundarnih minerala. U žilnoj paragenezi izrazito dominiraju kvarc i kalcit. Ponekad se kvarc-kalcitne žilice ulažu duž ss-površina pa se u izbrusku dobiva privid kao da su i oni primarni sastojci zelenih škriljavaca. Pored kalcita primjećen je i limonitizirani karbonat, najvjerojatnije ankerit i / ili siderit.

Pored kalcita i kvarca u žilicama dolaze još klorit, albit, zatim epidot, a rijetko i amfibol. Karakteristično je i prisustvo metalnih minerala koji nekad dolaze u tolikoj količini da se radi o pravim rudnim impregnacijama (najčešće pirita). Nažalost, rudni minerali, kao uostalom i prozirni, dosad nisu detaljnije proučavani.

Rezultati geokemijskih ispitivanja

Za geokemijska ispitivanja odabrano je ukupno deset uzoraka različitih zelenih škriljavaca i sadržaji makroelemenata (u uteznim procentima) i elemenata u tragovima (u $\mu g/g$ — ppm) prikazani su u tabeli 1. Iz nje se vidi da zeleni škriljavci Zagrebačke gore predstavljaju bazične stijene; kod većine uzoraka se sadržaj SiO_2 kreće od 43 do 50 %. No, treba istaći da su sve te stijene u određenom stupnju desilificirane jer sadrže 2 do 16 % kalcita (vezanog obično za kalcit iz sekundarnih žilica). Analize nekih stijena kad se preračunaju na 100 % bez sadržaja kalcita i vode, pokazuju sadržaje SiO_2 oko 51—52 %, neke i nešto više, što ukazuje na slabo izražen dioritski karakter tih stijena.

Sadržaji nekih makroelemenata dosta su ujednačeni, dok drugi pokazuju određena kolebanja koja su inače karakteristična za stijene iz grupe zelenih škriljavaca, a zavise od promjena u mineralnom sastavu. Kod feromagnezijskih

Tabela. 1. Sadržaj makroelemenata i mikroelemenata u zelenim škriljavcima Zagrebačke gore
Table 1. Major and trace element contents of greenschists from Mt. Zagrebačka Gora

	53	31-1	13-3	8-1	23	40	54-4	53-2	13-4	54-2	
SiO_2	47,03	52,02	50,25	42,35	48,57	43,20	41,46	43,55	51,05	49,52	
TiO_2	1,77	1,71	1,84	1,61	1,56	2,06	1,69	1,90	2,24	2,07	
Al_2O_3	15,04	13,99	15,80	20,40	17,53	14,92	14,95	14,51	18,23	15,56	
Fe_2O_3	4,95	4,89	8,58	6,52	4,15	6,33	7,01	6,46	11,17	7,66	
FeO	4,16	4,67	2,61	5,17	2,37	4,45	1,37	2,28	1,08	3,52	
MnO	0,16	0,14	0,12	0,04	0,09	0,16	0,13	0,15	0,10	0,15	
MgO	6,58	5,54	4,83	1,98	2,52	4,83	2,72	4,73	3,92	6,85	
CaO	7,99	7,29	8,55	8,02	10,99	10,52	15,56	12,34	5,01	7,15	
Na_2O	5,39	5,15	2,42	3,81	5,39	3,79	4,05	4,62	4,93	3,89	
K_2O	0,21	0,04	1,22	1,46	0,33	0,27	0,31	0,36	0,05	0,31	
P_2O_5	0,29	0,41	0,34	0,28	0,25	0,31	0,34	0,27	0,51	0,23	
H_2O	2,74	1,96	1,91	5,41	1,65	3,15	3,18	3,82	1,03	2,13	
CO_2	3,52	2,36	1,67	2,97	4,47	6,00	6,88	4,63	1,09	0,90	
	99,83	100,17	100,14	100,02	99,87	99,99	99,65	99,62	100,41	99,94	
											MDL
Ba	67	45	83	222	12	77	81	42	114	55	(48)
Ce	4	-	9	20	-	-	-	-	-	-	(50)
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	(90)
Cr	156	194	-	-	312	155	162	159	348	215	(9)
Ga	32	29	46	37	35	46	41	48	51	42	(3)
Nb	150	203	132	107	204	125	153	131	148	163	(23)
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	(9)
Sr	198	156	524	90	250	121	20	107	53	179	(2)
V	-	325	475	707	333	651	575	673	898	443	(290)
Zr	218	237	237	470	332	247	323	342	332	275	(20)
Y	37	40	47	49	40	45	46	49	46	49	(2)

53 metadijabaz - metadiabase; 31-1 porfirski metadijabaz - porphyric metadiabase; 13-3 Q+Ms+Ab+Ch+Ep škriljavac - schist; 8-1 Q+Ab+Ch+Ms škriljavac - schist; 23 Ep+Ch+Ab škriljavac - schist; 40 Sp+Ep+Q+Ab+Ch škriljavac - schist; 54-4 Am+ +Ep+Ab+Ch škriljavac - schist; 53-2 Ep+Ch+Ab amfibolitski škriljavac - amphibolite schist; 13-4 Ch+Ep+Ab amfibolitski škriljavac - amphibolite schist; 54-2 Ep+Ab+ +Ch amfibolitski škriljavac - amphibolite schist; Ab albit - albite; Ch klorit - - chlorite; Ep epidot - epidote; Am amfibol - amphibole; Ms muskovit - muscovite; Q kvarc - quartz; Sp stilpnomelan - stilpnomelane
MDL minimalna granica odredjivanja - minimal determination limit

elemenata, čija količina varira najčešće od 10 do 15 %, ističe se jasno prevladavanje feri-željeza nad fero-željezom, a ukupna količina željeza je uvijek veća od količine MgO; odnos ukupnog željeza prema MgO kreće se obično od 2 do 5. Sadržaj CaO, također, je dosta visok i iznosi od 8 do preko 15 %, u zavisnosti od sadržaja epidota, amfibola i kalcita. Prisustvo albita do kiselog oligoklasa uvjetuje i dosta visok sadržaj Na_2O koji obično varira od 3,80 do 5,39 %, dok je sadržaj K_2O dosta nizak i kreće se od 0,04 do 1,46 %. S povećanim sadržajem Na_2O posebno se ističu metadijabazi (uzorci 53 i 31—1), te zeleni škriljavci s. str. koji sadrže veću količinu albita i kiselog oligoklasa.

Od ostalih mikroelemenata dosta je ujednačen sadržaj Al_2O_3 koji obično koleba između 14 i 15 %. Vrlo je karakterističan i povećan sadržaj P_2O_5 koji varira od 0,25 do 0,51 %. S druge strane, količina TiO_2, mada dosta ujednačena (1,56—2,24 %), nešto je povećana u odnosu na uobičajen sadržaj tog elementa u zelenim škriljavcima. Količina H_2O^+ je, također, povećana i kreće se najčešće od 2 do 5 % što je uvjetovano prisutnošću klorita, epidota, amfibola i sericita.

U tabeli 2 prikazani su podaci petrokemijskog proračunavanja. Prema Nigglijevim vrijednostima većina zelenih škriljavaca Zagrebačke gore ide u grupe leukogabroidnih, rijetko gabroteralitskih, teralitgabroidnih, pa i dioritnih magmi. Ukoliko se prihvati mišljenje da su zeleni škriljavci grinšistnih pojaseva za vrijeme metamorfizma pretrpljeli male kemijske promjene, odnosno da su one imale uglavnom izokemijski karakter (H a l l b e r g et al., 1976), onda bi nam navedeni podaci Nigglijeve klasifikacije mogli ukazivati na kemizem bazičnog protolita iz kojeg su nastale ortogrinšistne stijene Zagrebačke gore.

Normativni CIPW sastav (tabela 2) pokazuje jasan toleitni karakter ispitivanih zelenih škriljavaca. Kako sedam od ukupno deset uzoraka sadrže i normativni olivin, to bi zeleni škriljavci Medvednice imali pretežno olivin-toleitni karakter. Treba napomenuti da asociacije bazičnih zelenih škriljavaca, naročito one iz prekambrijskih grinšistnih pojaseva kontinentalnih štitova, imaju, u pravilu, jasno izražen toleitni karakter (W i n c h e s t e r et F l o y d , 1976).

Toleitni karakter zelenih škriljavaca dokumentira i priloženi dijagram $SiO_2 : FeO^x/MgO$ (M i y a s h i r o , 1975) na kojem većina točaka pada u polje toleita (sl. 2 a). Nasuprot tome, na često upotrebljavanom dijagramu AFM izraženo je rasipanje točaka s tim da ih većina pada uz krivulju prosječne kalcijsko-alkalijske (linija 3), a manji uz krivulju prosječne toleitne serije stijena (linija 2).

U razmatranju problematike pripadnosti vulkanskim serijama u novije vrijeme mnogo se koriste različiti diskriminacioni dijagrami urađeni na temelju sadržaja određenih mikroelemenata. W i n c h e s t e r et F l o y d (1979) su konstruirali dijagram P_2O_5:Zr, i na tom dijagramu (sl. 3 a) oko 80 % točaka zelenih škriljavaca Medvednice leže u polju toleita. Nešto je slabije izražen toleitni karakter i na dijagramu (sl. 3 b) $Cr:FeO^x/MgO$ (M i y a s h i r o , 1975).

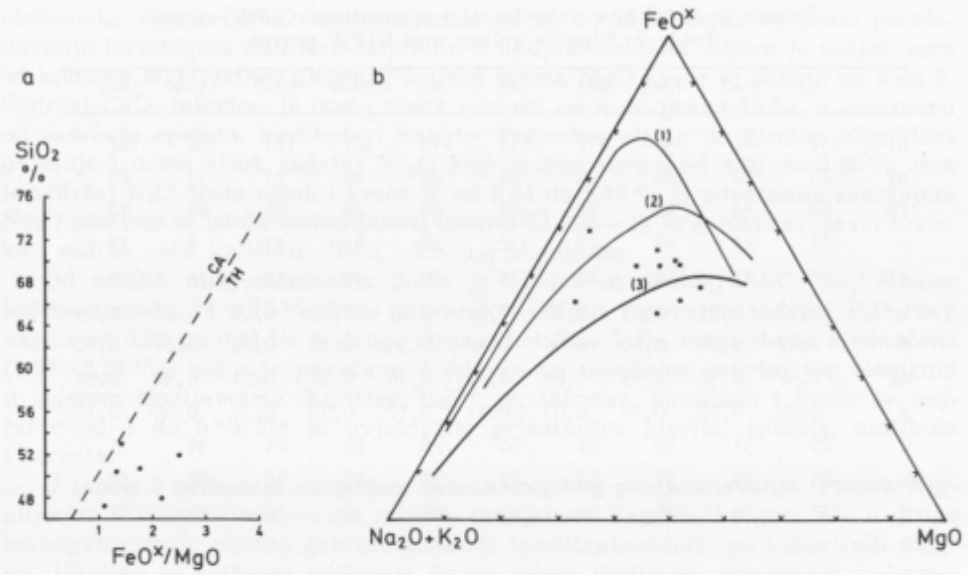
Iz navedenih se primjera vidi da su rasipanja točaka obično više izražena na onim diskriminacijskim dijagramima na kojima se među korištenim komponentama nalazi ukupan sadržaj željeza (FeO^x). Rasipanje točaka zelenih škriljavaca Medvednice na takvim dijagramima sasvim je razumljivo, ako se ima u vidu da su oni često, no neravnomjerno prožeti sekundarnim žilama u čiji sastav ulaze kao bitni sastojci pirit i željezoviti karbonat.

Tabela 2. Nigglijeve vrijednosti i normativni CIPW sastav
Table 2. Niggli's values and CIPW norms

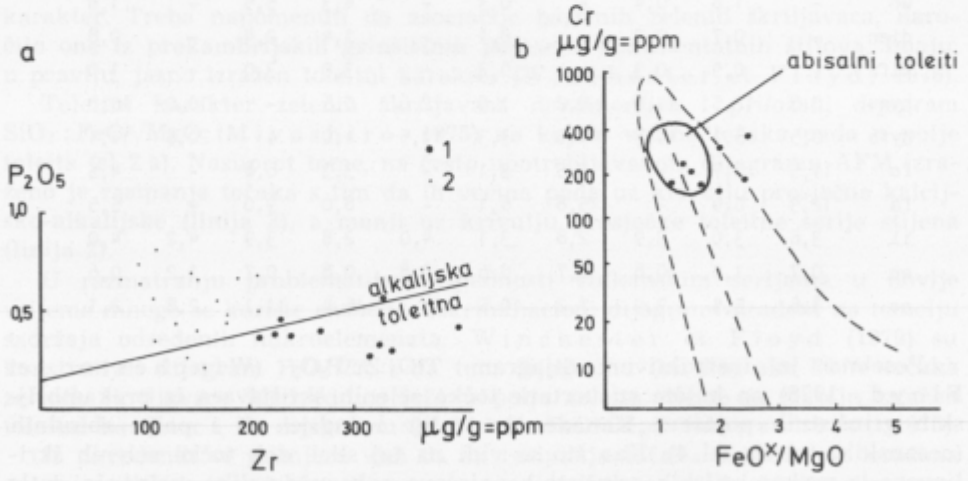
	53	31-1	13-3	8-1	23	40	54-4	53-2	13-4	54-2
si	117	142	135	112	133	111	107	111	152	127
al	23	22	25	33	29	22	22	21	33	23
fm	42	43	42	32	24	40	26	35	44	48
c	21	21	24	23	32	28	41	33	9	19
alk	13	13	8	12	15	10	10	12	14	10
k	0,02	0,01	0,25	0,20	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01	0,05
π	0,27	0,24	0,50	0,46	0,32	0,39	0,36	0,29	0,21	0,40
mg	0,57	0,52	0,45	0,24	0,42	0,46	0,38	0,51	0,38	0,54
γ	0,20	0,20	0,14	0,03	0,41	0,17	0,52	0,39	0,00	0,10
Q	25	31	35	27	30	26	25	24	36	31
L	43	39	37	53	47	39	40	40	35	38
M	32	30	28	20	23	35	35	36	29	31
Q	-	-	1,8	-	-	-	-	-	5,3	-
C	-	-	-	5,1	-	3,1	-	-	8,1	-
or	1,3	0,2	7,5	9,2	2,0	1,7	1,9	2,2	0,3	1,9
ab	47,1	44,2	21,2	34,5	46,0	33,6	35,2	36,0	42,8	33,5
an	15,0	15,0	29,7	20,0	24,0	12,8	22,0	18,0	4,2	24,2
ne	-	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-
wo	-	1,6	0,4	-	0,3	-	4,3	5,5	-	1,8
dien	-	0,7	0,2	-	0,1	-	1,4	2,4	-	0,8
difs	-	0,9	0,3	-	0,2	-	3,0	3,0	-	1,0
hyen	0,5	12,5	12,3	0,2	1,9	12,6	0,5	-	10,0	10,0
hyfs	0,5	15,1	19,3	1,0	3,3	19,5	1,0	-	20,8	11,1
fo	11,5	0,7	-	3,5	3,1	-	3,3	6,8	-	4,5
fa	12,3	0,9	-	15,8	6,1	-	8,0	9,0	-	5,5
il	3,8	3,0	3,9	2,8	3,1	4,0	2,8	3,9	4,2	4,0
ap	0,7	1,0	0,8	0,7	0,6	0,8	0,8	0,7	1,2	0,6
cc	8,6	5,5	3,9	7,2	10,5	14,3	16,4	11,1	2,8	2,1

Posebno je instruktivan dijagram TiO_2:Zr/P_2O_5 (Winchester et Floyd, 1976) na kojem su ucrtane točke zelenih škriljavaca iz prekambrijskih grinšistnih pojaseva Kanade, Australije i Indije, ali i polje abisalnih (oceanskih) toleita (sl. 4). Kao što se vidi na toj slici, dok točke zelenih škriljavaca iz prekambrijskih grinšistnih pojaseva pokazuju veliko rasipanje, dotle je oko 80 % točaka zelenih škriljavaca Medvednice koncentrirano u polju abisalnih toleita.

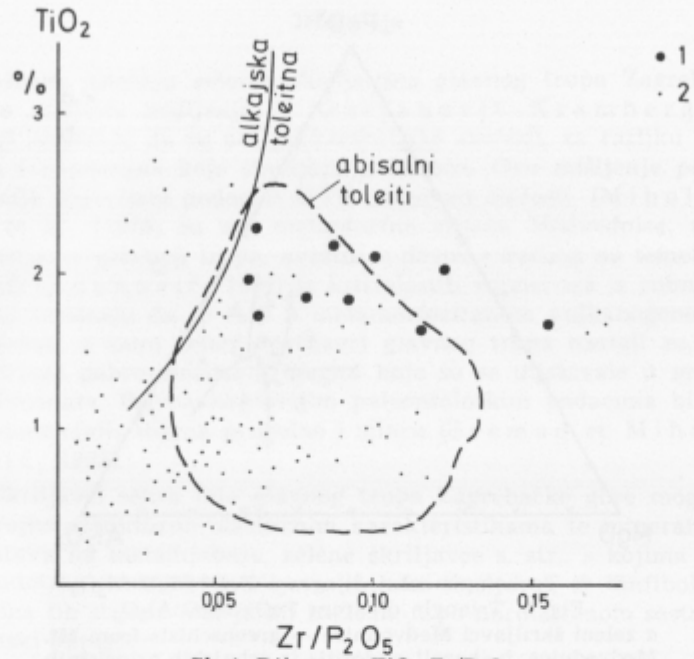
U poslednje vrijeme se u petrologiji, također, mnogo koriste brojni diskriminacijski dijagrami po kojima se određuje geotektonski položaj ne samo



Sl. 2. *a* — Miyashirov dijagram SiO_2:FeO^x/MgO, i *b* — trokomponentni dijagram FeO^x:$Na_2O + K_2O$:MgO
Fig. 2. *a* — Miyashiro's diagram SiO_2:FeO^x/MgO, and *b* — triangle diagram FeO^x: $Na_2O + K_2O$:MgO



Sl. 3. *a* — dijagram P_2O_5:Zr, i *b* — dijagram Cr:FeO^x/MgO
Fig. 3. *a* — diagram P_2O_5:Zr, and *b* — diagram Cr:FeO^x/MgO
1 zeleni škriljavci Medvednice — greenschists from Mt. Medvednica, *2* zeleni škriljavci Chitaldruga u Indiji — greenschists from Chitaldrug, India

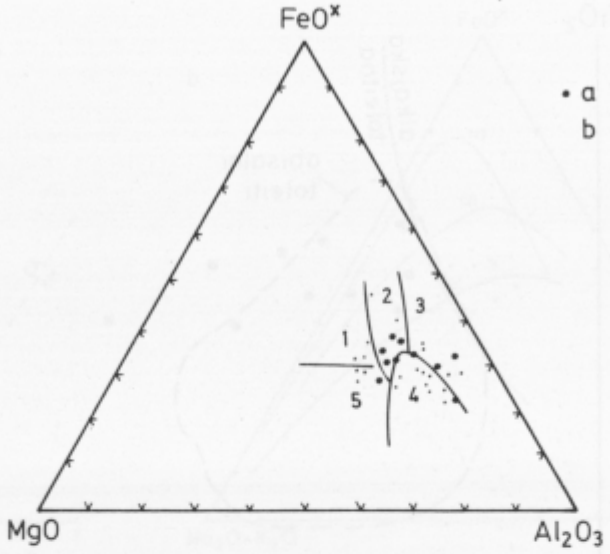


Sl. 4. Dijagram TiO_2:Zr/P_2O_5
Fig. 4. Diagram TiO_2:Zr/P_2O_5
1 zeleni škriljavci Medvednice — greenschists from Mt. Medvednica, *2* arhajski zeleni škriljavci Kanade, Indije i Australije — Archaean greenschists from Canada, India and Australia

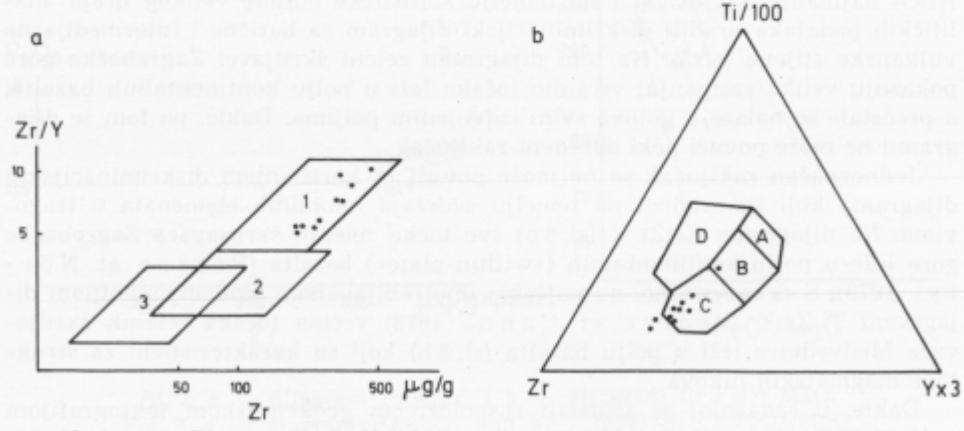
različitih magmatskih asocijacija, nego i njihovih metamorfnih derivata. Pearce et al., (1977) razmatrali su migrativnost makroelemenata pri procesima metamorfizma i došli do zaključka da su među njima FeO^x, MgO i Al_2O_3 najmanje migrativni i na temelju statističke obrade velikog broja analitičkih podataka uradili diskriminacijski dijagram za bazične i intermedijarne vulkanske stijene (sl. 5). Na tom dijagramu zeleni škriljavci Zagrebačke gore pokazuju velika rasipanja; veći dio točaka leži u polju kontinentalnih bazalta, a preostale se nalaze u gotovo svim izdvojenim poljima. Dakle, po tom se dijagramu ne može povući neki određeni zaključak.

Jednoznačan zaključak se ne može povući ni korištenjem diskriminacijskih dijagrama koji su urađeni na temelju sadržaja imobilnih elemenata u tragovima. Na dijagramu Zr:Zr Y (sl. 6 a) sve točke zelenih škriljavaca Zagrebačke gore leže u polju kontinentalnih (»within-plate«) bazalta (Pearce et Norry, 1979). S druge strane, na najčešće upotrebljavanom trokomponentnom dijagramu Ti:Zr:Y (Pearce et Cann, 1973) većina točaka zelenih škriljavaca Medvednice leži u polju bazalta (sl. 6 b) koji su karakteristični za strukture magmatskih lukova.

Dakle, u sadašnjoj se situaciji raspoloživom geokemijskom faktografijom ne može izvući pouzdan zaključak o geotektonskom položaju, odnosno ambijentu u kojem su nastali protoliti zelenih škriljavaca Zagrebačke gore.



Sl. 5. Trokomponentni dijagram FeO^x:MgO:Al_2O_3
Fig. 5. Triangle diagram FeO^x:MgO:Al_2O_3
a zeleni škriljavci Medvednice — greenschists from Mt. Medvednica, *b* »bazalt-andeziti« iz arhajskih grinšistnih pojaseva Kanade, Australije, Afrike i Indije — »basalt-andesites« of Archaean greenschist belts from Canada, Australija, Africa and India
1 oceansko otočje — ocean islands, *2* kontinenti — continents, *3* otoci na centrima spredinga — spreading center islands, *4* orogena područja — orogenic areas, *5* srednjooceanski hrbtovi i morsko dno — ocean ridges and ocean floor



Sl. 6. *a* — dijagram Zr:Zr/Y i *b* — trokomponentni dijagram Ti 100:Zr:Yx3
Fig. 6. *a* — diagram Zr:Zr/Y, *b* — triangle diagram Ti 100:Zr:Yx3

Diskusija

O geološkem položaju zelenih škriljavaca glavnog trupa Zagrebačke gore postoje dva različita mišljenja: 1. Gorjanović-Kramberger (1907) i neki drugi smatraju da su oni prekambrijske starosti, za razliku od okolnih brusilovaca i vapnenaca koje stavljaju u karbon. Ovo mišljenje potkrepljuju znatno kasnije objavljeni podaci o U Pb izotopnoj starosti (Miholić, 1957). 2. Šikić et al., (1979) su sve metamorfne stijene Medvednice, uključujući i zelene škriljavce glavnog trupa, uvrstili u devon i karbon na temelju odredbi konodonti (Đurđanović, 1969) iz kristalastih vapnenaca iz rubnih dijelova planine. Oni smatraju da se radi o metamorfoziranom vulkanogeno-sedimentnom kompleksu, a sami zeleni škriljavci glavnog trupa nastali su, po njima, na račun stijena gabro-dioritskih magmi koje su se utiskivale u seriju paleozojskih sedimenata. Prema najnovijim paleontološkim podacima bi jedan dio okolnih metamorfnih stijena pripadao i siluru (Sremac et Mihajlović-Pavlović, 1983).

Zeleni škriljavci sensu lato glavnog trupa Zagrebačke gore mogu se podijeliti po svojim strukturno-teksturnim karakteristikama te mineralnom i modalnom sastavu na metadijabaze, zelene škriljavce s. str., s kojima dolaze određeno epidotski, sericitski i stilpnomelanski škriljavci, te amfibolitske škriljavce. Većina tih stijena ima jasan bazičan, a po normativnom sastavu i jasan olivin-toleitski karakter.

Protoliti zelenih škriljavaca Medvednice, odnosno primarne bazične magmatske stijene iz kojih su one postale, imaju kako po sadržaju makroelemenata, tako i mikroelemenata, toleitni karakter koji je jasno izražen i kod stijena prekambrijskih grinšistnih pojaseva. Međutim, ove posljednje imaju ovijek karakteristično snižen sadržaj K_2O i pripadaju tzv. niskokalijskim bazaltima što nije redoviti slučaj kod zelenih škriljavaca Zagrebačke gore čiji srednji sadržaj iznosi 0,46 %. Također su vrlo izražene razlike i u sadržaju TiO_2 koji je u starim grinšistnim pojasevima u pravilu nešto snižen, a kod grinšista Medvednice nešto povišen. No, naročito je karakteristična razlika u sadržaju cirkonijuma. On je jako nizak (obično oko 40 do 70 μg/g) u zelenim škriljavcima prekambrijskih grinšistnih pojaseva, dok je u zelenim škriljavcima Zagrebačke gore izrazito povećan i najčešće iznosi 200 do 350 μg/g (Winchester et Floyd, 1976 i 1979).

Navedeni geokemijski podaci pokazuju da ne postoji pozitivna korelacija između zelenih škriljavaca Zagrebačke gore i identičnih stijena prekambrijskih grinšistnih pojaseva. Ovaj zaključak, utemeljen na geokemijskim podacima, potkrepljuje izneseno mišljenje o geološkom, odnosno stratigrafskom položaju zelenih škriljavaca glavnog trupa Medvednice (Šikić et al., 1979).

Prikazani geokemijski podaci ne omogućavaju povlačenje nekog određenog zaključka o geotektonskom položaju, odnosno ambijentu u kojem je nastala primarna asocijacija bazičnih stijena-protolita, odnosno primarni magmatsko-sedimentni kompleks. Malo je vjerojatna mogućnost koju sugerira dijagram Zr:Zr/Y (Pearce et Norry, 1979) da bi protoliti zelenih škriljavaca Medvednice odgovarali kontinentalnim bazaltima. Po najviše i najuspešnije korištenom dijagramu Ti:Zr:Y (Pearce et Cann, 1973) primarne bazične stije-

ne koje su dale zelene škriljavce Medvednice odgovaraju bazaltima koji se karakteristično javljaju s andezitima subdukcionih zona, odnosno orogenetskih pojaseva.

Zahvala

Zahvaljujemo kolegama P. Raffaelliju i K. Šikiću za korisne sugestije i disksusije koje smo dobili pri pisanju manuskripta.

Petrology and geochemistry of orthogreenschists from Mt. Zagrebačka Gora in Croatia

There are two opinions on the geologic position of greenschists from central parts of Mt. Medvednica: (1) They are of the Precambrian age as distinguished from surrounding slates and limestones of the presumed Carboniferous age (Gorjanović-Kramberger, 1907 and others). This opinion was supported much later by Miholić (1957) who got U Pb ages of 750 and 790 Ma. (2) Šikić et al., (1979) have included all metamorphic rocks of Medvednica (or Zagrebačka Gora), together with greenschists of its central parts, within the Devonian and Carboniferous on the basis of paleontological determination of conodonts (Đurđanović, 1969). They are of the opinion that this is a metamorphosed volcanic-sedimentary complex in which greenschists from the central parts of Mt. Medvednica themeselves originated on account of igneous rocks of gabbro-diorite composition invading Paleozoic sediments. Most recently, Sremac and Mihajlović-Pavlović (1983) presented evidence that some parts of the surrounding semimetamorphic rocks might belong to the Silurian as well.

Greenstones sensu lato from the central parts of Mt. Zagrebačka Gora can be grouped as follows: metadiabases, greenschists s. str. with subordinate epidote, stilpnomelane and sericite schists, and amphibolites. Most of the rocks are basic, and according to their chemical composition and CIPW norms they display a distinct tholeiitic affinity.

Based on major and trace element contents the protolith of greenschists of Mt. Zagrebačka Gora must have been also of tholeiitic affinity which is also characteristic for ancient Precambrian greenstone belts. But the latter characteristically contain decreased amount of K_2O and belong to low-potassium basalts. By contrast, the average K_2O content of Medvednica greenschists is 0,46 percent. There are also some differences: (1) TiO_2 content is slightly increased when compared with Precambrian greenschists, and (2) greenschists of Mt. Zagrebačka Gora contain commonly 200 to 350 ppm of Zr what is much higher than in Precambrian greenstones (Winchester et Floyd, 1976 and 1979).

Consequently, based on geochemistry, there is not a positive correlation between greenschists of Mt. Zagrebačka Gora and Precambrian greenstones. This conclusion supports the opinion on geological position of greenschists of the central parts of Mt. Zagrebačka Gora presented by Šikić et al., (1979).

The available data on immobile trace elements do not make possible a definite conclusion on geotectonic setting and environment under which the primary volcanic-sedimentary complex, i. e. the protolith originated. Diagram

Zr:Zr/Y (Pearce et Norry, 1979) suggests that the protolith might have been formed under continental environment. On the other hand, the diagram Ti/100: Zr:Yx3 (Pearce et Cann, 1973) points out that the protolith of greenschists of Mt. Zagrebačka Gora might have originated in the subduction zone (Fig. 6).

Literatura

Crnković, B. 1963, Petrografija i petrogeneza magmatita na sjevernoj strani Medvednice. Geol. vjes., *16*, 63—100, Zagreb.

Đurđanović, Ž. 1969, Konodonte i njihovo značenje za stratigrafiju paleozoika Hrvatske s kratkim osvrtom i na druga područja u Jugoslaviji. Magist. rad, Prir. — mat. fakultet, Zagreb.

Foetterle, F. 1861/62, Aufnahmen im nordwestlichen Croatien. Bericht aus Agram. Jb. Geol. R. A. *12* (1), 80—123, Wien.

Gorjanović-Kramberger, D. 1890, Die praepontische Bildungen des Agramer Gebirges. Glas. Hrv. naravosl. druš., *5*, 151—164, Zagreb.

Gorjanović-Kramberger, D. 1907, Die geotektonische Verhältnisse des Agramer Gebirges und die mit denselben im Zusammenhang stehenden Erscheinungen. Anhalt Abhandl. Preuss. Akad. Wiss. 1—30, Berlin.

Gorjanović-Kramberger, D. 1908, Geologijska pregledna karta kraljevine Hrvatske i Slavonije, sa tumačem. Izd. Geol. povj., 1—75, Zagreb.

Hallberg, J. A., Johnston, C. & Bye, S. M. 1976, The Archaean Marda igneous complex, Western Australia. Precambrian Res., *3*, 11—136, Cannbera.

Kišpatić, M. 1895, Potresi u Hrvatskoj. Rad JAZU, *122*, 1—94, Zagreb.

Kišpatić, M. 1918, Die Eruptivgesteine und kristallinische Schiefer des Agramer Gebirges. Glas. Hrv. prirodoslov. druš., *30* (1—4), 1—24, Zagreb.

Marić, L. 1959, Mineralne facije u metamorfnim stijenama Medvednice (Zagrebačke gore). Geol. vjes., *12*, 205—218, Zagreb.

Miholić, S. 1957, Nuklearna geologija. Geol. vjes., *11* 229—259, Zagreb.

Miyashiro, A. 1975, Tholeiitic and calc-alkalic series: a critical review. Petrologie, *1*, 177—187, Nancy.

Pearce, J. A. & Cann, J. R. 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Plan. Scie. Letters, *19*, 290—300, Amsterdam.

Pearce, J. A. & Norry, M. J. 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., *69*, 33—47, Berlin.

Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. X. 1977, The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth Plan. Scie. Letters, *36* 121—132, Amsterdam.

Pilar, Đ. 1881, Grundzüge der Abyssodynamik. Zugleich ein Beitrag zu der durch das Agramer Erdbeben von 9. Nov. 1880 neue angeregten Erdbebenfrage. Comm. Verl. Univ. Buchhandl. Albrecht R. Fiedler, p. p. 220, Zagreb.

Sremac, J. & Mihajlović-Pavlović, M. 1983, Graptoliti Medvednice (Zagrebačke gore). Rad JAZU, 404, 65—68, Zagreb.

Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1979, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tumač za list Zagreb. Sav. geol. zavod, Beograd.

Vragović, M. & Majer, V. 1980, Prilozi za poznavanje metamorfnih stijena Zagrebačke gore, Moslavačke gore i Papuka (Hrvatska, Jugoslavija). Geol. vjes., *31*, 295—308, Zagreb.

Vragović, M. & Majer, V. 1980 a, Kloritoidni škriljci u metamorfnim kompleksima u sjevernoj Hrvatskoj (Jugoslavija). Geol. vjes. *31*, 287—294, Zagreb.

Vukotinović, Lj. 1873, Trećegorje u okolini zagrebačkoj. Rad JAZU, *23*, 1—17, Zagreb.

Winchester, J. A. & Floyd, P. H. 1976, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Plan. Scie. Letters, *28*, 459—469, Amsterdam.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1979, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, *20*, 325—343, Amsterdam.

Winkler, H. G. F. 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.

GEOLOGIJA 28/29, 255—269 (1985/86), Ljubljana

UDK 550.4.01:553=20

Theorems and laws defining the distribution of the geological random variable

Teoreme i zakoni koji definišu raspodelu geološke slučajne promenljive

Veljko Omaljev
Geoinstitut, Rovinjska 12, 11000 Beograd

Abstract

This paper treats the theoretical basis of distribution of population of chemical elements (atoms) in a geological body according to 6 theorems and 3 laws of distribution. The mathematical background of these theorems and laws of distributions of geological random variables are well beyond the framework of this paper; this material has been presented in a paper at the 27th International Geological Congress, Moscow, on August 6, 1984.

By the dual nature of a sample as a unit magnitude the existence of two geological populations is introduced within a statistical sample that represents the elementary population of the investigated chemical element within a geological body. This finding represents an important discovery that modifies the methodology of statistical investigations in geology (geochemistry). This author has directed his efforts to further development of this new methodology of statistical study of distribution of chemical elements in geological bodies.

Kratak izvod

U ovom radu je data teoretska osnova raspodele populacije hemijskih elemenata (atoma) u geološkom telu pomoću 6 teorema i 3 zakona raspodele. Matematička osnovica ovih teorema i zakona raspodele geološke slučajne promenljive prevazilazi obim ovog rada, koji predstavlja referat izložen na 27. Međunarodnom geološkom kongresu u Moskvi dana 6. avgusta 1984. godine, te je zato izostavljena.

Dvojna priroda probe kao jedinične veličine uslovljava postojanje dve geološke populacije izučavanog hemijskog elementa u geološkom telu. Ovo saznanje predstavlja otkriće, a ono suštinski menja metodologiju statističkih ispitivanja u geologiji (geohemiji). Napori autora su usmereni na razradu ove nove metodologije statističkih izučavanja raspodele hemijskih elemenata u geološkim telima.

From the geochemical point of view, atoms of chemical elements are the basic building elements of geological bodies of the Earth's crust. The concept of an atom is identical to the concept of a chemical element (Vernadskiy, 1983). The geological population of a chemical element in a geological body is, in its essence, the population of atoms of a certain kind. This population is infinitely large, continuous and uncountable even in relatively small geological bodies or their parts (samples).

Geological population of atoms of a chemical element is a natural phenomenon of statistical character and it obeys the law of large numbers. The atoms react, thus producing minerals which constitute geological bodies. The distribution of the geological population of chemical elements is indirectly connected to the distribution of minerals in a geological body.

Redistribution of the population of atoms in minerals has the character of separation in the sense that considerable differences in concentrations of chemical elements are made on the level of elementary volumes (these volumes correspond, in dimension, to mineral grains in rocks).

The basic geological population of atoms of a chemical element in a geological body cannot be investigated directly. Therefore sampling methods have been developed as a means of practical investigation of geological bodies. Sampling is an experiment which reveals concentrations of elements in a sample; these concentrations are statistically reliable events (the content of an element is always realized, taking into account also the conditional "zero", below the threshold of the analytical method).

A sample being the material representative of a geological body constitutes a unit value, while the set of samples represents the basic geological population of the element, i. e., it is the statistical sample of a geological body. The characteristics of a geological population in a statistical sample are attributed to the basic geological population of an element in a geological body.

The distribution of a chemical element in a geological body is defined by means of a statistical sample in 6 theorems and 3 distribution laws. These theorems and laws will be presented and commented in this paper. The theoretical basis of these theorems and laws lies beyond the scope of this paper; it has been presented in previous publications (Omaljev, 1977, 1978, 1982a).

Theorem 1: A sample, being the material representative of a geological body, has two characteristics: 1) the unit mass of the sample material (q), and 2) the unit mass of the investigated chemical element (X), shown by concentration (x) as a measure of the contents of its atoms; this represents the geological information.

The sample material consists of the atoms of all present elements, therefore the sum of atomic masses makes the unit mass of the material of a sample (q). The unit mass of an investigated element (X) consists of its atoms and it is a part of the mass contained within the sample matter. The unit mass of a sample (q) represents the "wrapping" for the unit mass of the investigated chemical element (X). This fact is of extreme importance, and it is the basis of the new methodology of statistical investigation of the geological population distribution. The unit mass (of samples) represents the "quantum" in statistical investigations; it can be accepted or rejected.

The concentration of a chemical element (x) in a sample, being the measure of the chemical element's contents in the mass of the sample, is represented as follows:

$$x = \frac{X}{q}$$

and for the unit mass equal to unity (q = 1), it is

$$x = X$$

i. e. this is unit concentration, and it is numerically equal to the unit mass of an investigated chemical element (X).

In this way, the unit concentration (x) unites the two characteristics of the unit volume of the sample (v): 1) the unit mass of a sample (q), and 2) the unit mass of an investigated chemical element (X); these is information about a geological population according to characteristics of (q) and (X).

A set of samples of which consists the statistical sample is also a geological population. This geological population is related to the sample's characteristics; i. e. the statistical sample contains two geological populations: 1) the population of samples as unit masses of material (q), and 2) the population of unit masses of an investigated chemical element (X).

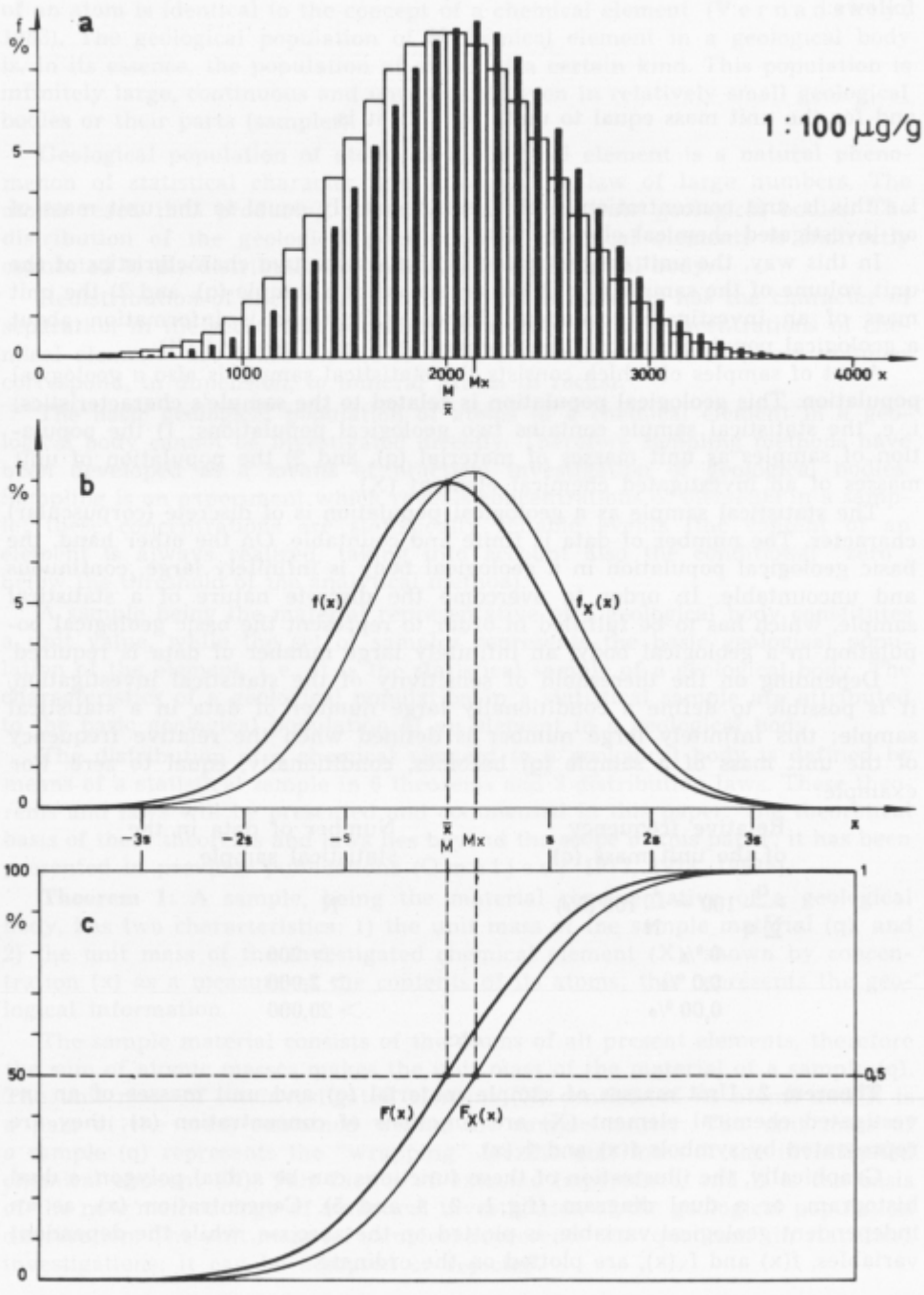
The statistical sample as a geological population is of discrete (corpuscular) character. The number of data is finite and countable. On the other hand, the basic geological population in a geological body is infinitely large, continuous and uncountable. In order to overcome the discrete nature of a statistical sample, which has to be fulfilled in order to represent the basic geological population in a geological body, an infinitely large number of data is required.

Depending on the thereshold of sensitivity of the statistical investigation, it is possible to define a conditionally large number of data in a statistical sample; this infinitely large number is defined when the relative frequency of the unit mass of a sample (q) becomes, conditionally, equal to zero. For example:

Relative frequency of the unit mass (q)	Number of data in the statistical sample
$\frac{q}{\sum q} 100 = \frac{1}{N} 100$ (%)	N
0 %	> 200
0,0 %	> 2,000
0,00 %	> 20,000
etc.	

Theorem 2: Unit masses of sample material (q) and unit masses of an investigated chemical element (X) are functions of concentration (x); they are represented by symbols f(x) and $f_X(x)$.

Graphically, the illustration of these functions can be a dual polygon, a dual histogram, or a dual diagram (fig. 1, 2, 4 and 5). Concentration (x), as an independent geological variable, is plotted on the abscissa, while the dependent variables, f(x) and $f_X(x)$, are plotted on the ordinate.


a
f
%
5
0
1 : 100 µg/g
0
1000
2000
3000
4000 x
M
x̄
Mx
b
f
%
5
0
f(x)
fχ(x)
−3s
−2s
−s
x̄
M
Mx
s
2s
3s
x
c
100
%
50
1
0,5
0
F(x)
Fχ(x)

The dual nature of polygons, histograms and diagrams is derived from the fact that two geological populations exist within a statistical sample. The pillars of dual histograms (fig. 1, 2, 4 and 5) represent the intensities of the function f(x) and they contain pillars which represent the function $f_X(x)$. However, it is only a graphical representation, since both widths are the same on the abscissa. These functions are:

f(x) — The relative frequency distribution of the sample's material unit masses (q) versus the independent geological variable (x).

$f_X(x)$ — The relative frequency distribution of the investigated chemical element's unit masses in the sample's material (X) versus the independent geological variable (x).

The quotient of concentrations of chemical elements in a sample (Na/K, Th/U) has also the property of an independent geological variable.

If more concentrations of chemical elements are investigated in a sample (multicomponent sample analysis), then all investigated elements (components) have their own geological populations. Unit masses of each of the elements behave like functions (dependent geological variables) of concentrations of each of the investigated chemical elements.

In a two-component system there are 6 functions (unit mass of a sample q, and each of the two investigated elements X and Y is a function of two concentrations x and y), while in three-component systems there are 12 functions, etc. In multi-component systems the number of functions grows rapidly, and therefore the investigation of these systems becomes extremely complicated.

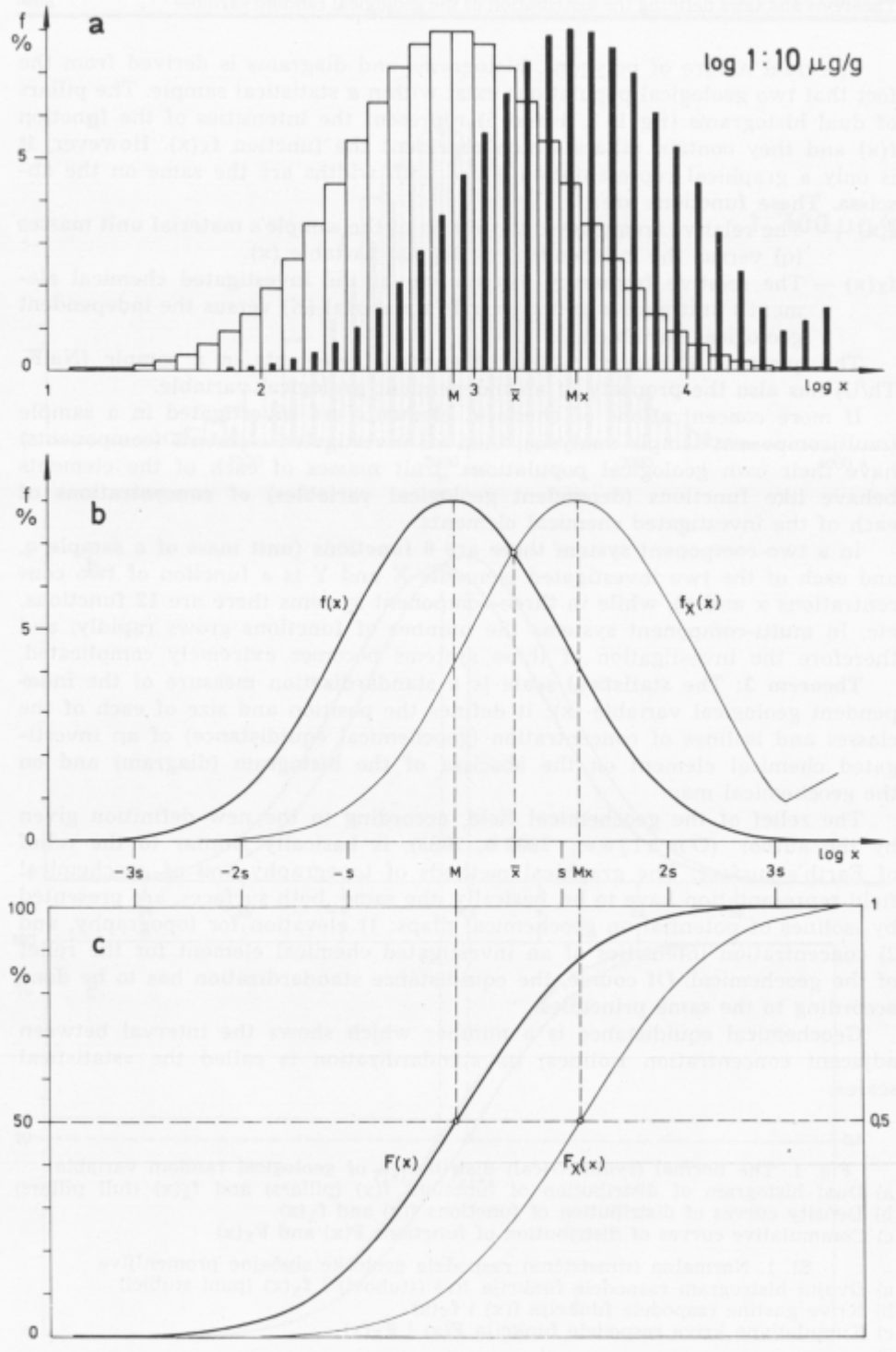
Theorem 3: The statistical scale is a standardization measure of the independent geological variable (x); it defines the position and size of each of the classes and isolines of concentration (geochemical equidistance) of an investigated chemical element on the abscissa of the histogram (diagram) and on the geochemical map.

The relief of the geochemical field, according to the new definition given by the author (O m a l j e v , 1982 b, 1983), is basically similar to the relief of Earth's surface. The graphical methods of topography and of geochemical field representation have to be, basically, the same; both surfaces, are presented by isolines of potential on geochemical maps: 1) elevation for topography, and 2) concentration intensities of an investigated chemical element for the relief of the geochemical. Of course, the equidistance standardization has to be done according to the same principles.

Geochemical equidistance is a number which shows the interval between adjacent concentration isolines; its standardization is called the »statistical scale«.

Fig. 1. The normal (symmetrical) distribution of geological random variable
a) Dual histogram of distribution of functions f(x) (pillars) and $f_X(x)$ (full pillars)
b) Density curves of distribution of functions f(x) and $f_X(x)$
c) Commulative curves of distribution of functions F(x) and $F_X(x)$

Sl. 1. Normalna (simetrična) raspodela geološke slučajne promenljive
a) Dvojni histrogram raspodele funkcija f(x) (stubovi) i $f_X(x)$ (puni stubići)
b) Krive gustine raspodele funkcija f(x) i $f_X(x)$
c) Kumulativne krive raspodele funkcija F(x) i $F_X(x)$


a
f
%
log 1 : 10 µg/g
5
0
1
2
M
3
x̄
Mx
4
log x
b
f
%
f(x)
f_X(x)
5
0
−3s
−2s
−s
M
x̄
s
Mx
2s
3s
log x
c
100
%
1
50
0,5
0
F(x)
F_X(x)

The linear statistical scale is the ratio of unity to the geochemical equidistance, and it is presented in the usualy way (1 : 1, 1 : 2, 1 : 5, 1 : 10, 1 : 100, etc.). Geochemical equidistance is the interval of concentration variation of each of the classes on the abscissa of dual histograms. It is essential that the value "zero", for concentration, is placed at the coordinate origin.

The logarithmic statistical scale is defined in a similar way: it is the ratio of unity to the geochemical equidistance in logarithmic relations. The logarithmic geochemical equidistance is represented by equal segments on the logarithmic abscissa (log x — fig. 2). As we move the decimal point, the whole relative numbers of logarithms correspond to decades of natural numbers; that is what we call "logarithmic decades". Logarithmic decades are equal segments on the logarithmic abscissa (log x). Logarithmic geochemical equidistance must contain the whole logarithmic decade or its whole number quotient.

Logarithmic statistical scale is denoted by "log 1 : 1" (the whole logarithmic decade), "log 1 : 5 (1/5 of the logarithmic decade), "log 1 : 10" (logarithmic decade divied in 10 parts — fig. 2), etc.

Theorem 4: The distribution of the geological random variable is defined by three parameters: 1) mathematical expectation (μ) of the population (arithmetical mean $\bar{x}$ of the statistical sample), 2) median (M), and 3) median of the investigated chemical element (Mx). The medians divide geological population in two halves (the depleted one and the enriched one) according to the mass of material (q) and according to the mass of an investigated chemical element (X).

Theorem 5: Mathematical expectation (μ) of the population (arithmetical mean $\bar{x}$ of the statistical sample) is the common point (the intersection point) of the density curves f(x) and $f_X(x)$ and it is the point of equalization of unit relative frequencies ($X_s/\Sigma X = q/\Sigma q = 1/N$) of these functions.

The mean contents of a chemical element in a geological body is the mean value E(x) of the geological random variable, and it represents mean concentration of the atoms of an investigated chemical element. This value is unknown, and there is no method for accurate determination of mathematical expectation. For this reason arithmetical mean is introduced as an estimator of the mathematical expectation, being the mean contents.

Mathematical expectation (arithmetical mean), graphically taken, represents the intersection point (fig. 1, 2, 4 and 5) of the density curves f(x) and $f_X(x)$; this points corresponds to the equalization point of relative frequencies of unit masses (q) and (X) of these functions ($X_s/\Sigma = q/\Sigma q = 1/N$). The value of mathematical expectation (arithmetical mean) is equal to the ratio of areas under the density curves $f_X(x)$ and f(x):

Fig. 2. The lognormal distribution of geological random variable
a) Dual histogram of distribution of functions f(x) (pillars) and $f_X(x)$ (full pillars)
b) Density curves of distribution of functions f(x) and $f_X(x)$
c) Cummulative curves of distribution of functions F(x) and $F_X(x)$

Sl. 2. Lognormalna raspodela geološke slučajne promenljive
a) Dvojni histogram raspodele funkcija f(x) (stubovi) i $f_X(x)$ (puni stubići)
b) Krive gustina raspodele funkcija f(x) i $f_X(x)$
c) Kumulativne krive raspodele funkcija F(x) i $F_X(x)$

$$\mu = \frac{\int_a^b f_X(x)\,dx}{\int_a^b f(x)\,dx} \quad ; \quad \bar{x} = \frac{\Sigma X}{\Sigma q} = \frac{\Sigma X}{N} = \frac{\Sigma x}{N}$$

Median (M) is a numerical value of the concentration of the investigated chemical element of the central member of the statistical sample population. It represents the grouping central of a geological population of the statistical sample, but it does not have the character of the mean value E(x).

The population of unit masses of an investigated chemical element (X), in a statistical sample, has its own median of an investigated element (Mx). It is the middle member of the set which divides the population in two halves so that each of them contains, approximately, one half of the atoms, i. e. of the mass of an investigated chemical element.

Function $f_X(x)$ and median Mx are new in statistics (O m a l j e v , 1977, 1978, 1982a).

Moduses (Mo and Mo_x) are the most frequent members of the set of samples and they are positioned at the maximus of density curves f(x) and $f_X(x)$. Complex geological populations consist of several partial populations which have their own moduses. Modus is not the characteristics parameter of the distribution, like the mean contents ($\bar{x}$) and medians (M and Mx), as defined by Theorem 4.

Theorem 6: The position of a geological population on the abscissa of the independent geological variable is defined by the interval of concentration of a chemical element ($x_{max} - x_{min}$, being the element of a geochemical field) in the samples of the statistical sample. Outside of this interval the geological random variable is not defined.

The form of the density curve f(x) is strictly dependent on the character of the distribution; of the geological random variable; the determination of the distribution type is based on this fact. Five density curve types have been described (fig. 3) so far (B o g a t s k i y , 1963). This author is, however, of the opinion that there are only three types of the geological random variable distribution (O m a l j e v , 1978, 1982a):

1) The symmetrical distribution
2) The left-asymmetrical distribution
3) The right-asymmetrical distribution

The type of the geological random variable distribution is mathematically defined by the relation (position) of parameters which represent the grouping centre of the statistical sample's data. On the basis of Theorem 4 these are: 1) mathematical expectation of the population (arithmetical mean of the statistical sample), 2) median (M), and 3) median of an investigated chemical element (Mx).

The laws of the geological random variable distribution mathematically define the distribution type.

First law: The position of the mathematical expectation of the population (arithmetical mean of the statistical sample) in symmetrical distribution, approximatelly coincides on the abscissa with the median (M):

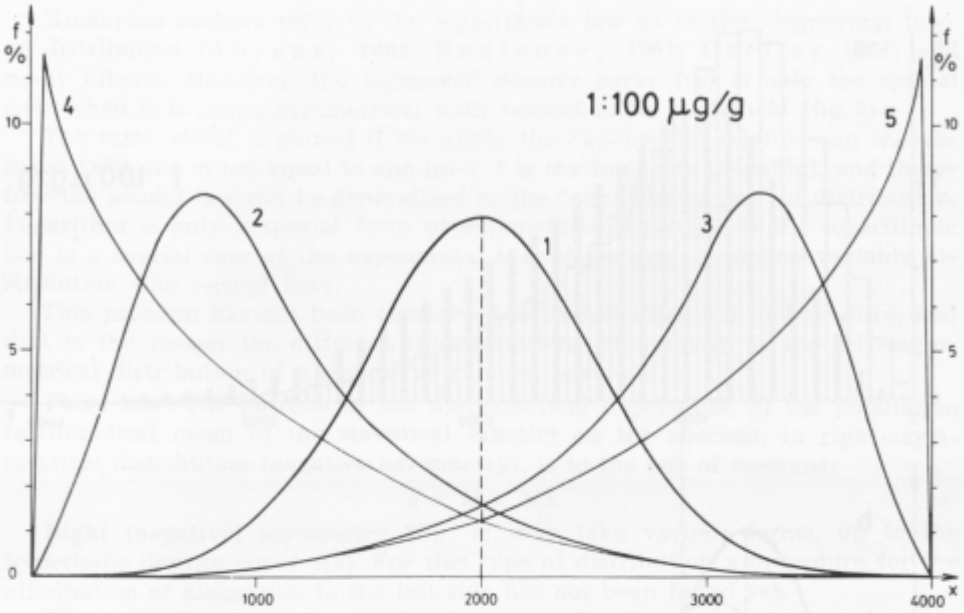


Fig. 3. The types of density curves of distribution of geological random variable
1 Normal (symmetrical) distribution, *2* Left-asymmetrical distribution, *3* Right-asymmetrical distribution, *4* Left-asymmetrical hyperbolic distribution, *5* Right-asymmetrical hyperbolic distribution
Sl. 3. Tipovi krivih gustina raspodele geološke slučajne promenljive
1 Normalna (simetrična) raspodela, *2* levoasimetrična raspodela, *3* desnoasimetrična raspodela, *4* levoasimetrična hiperbolična raspodela, *5* desnoasimetrična hiperbolična raspodela

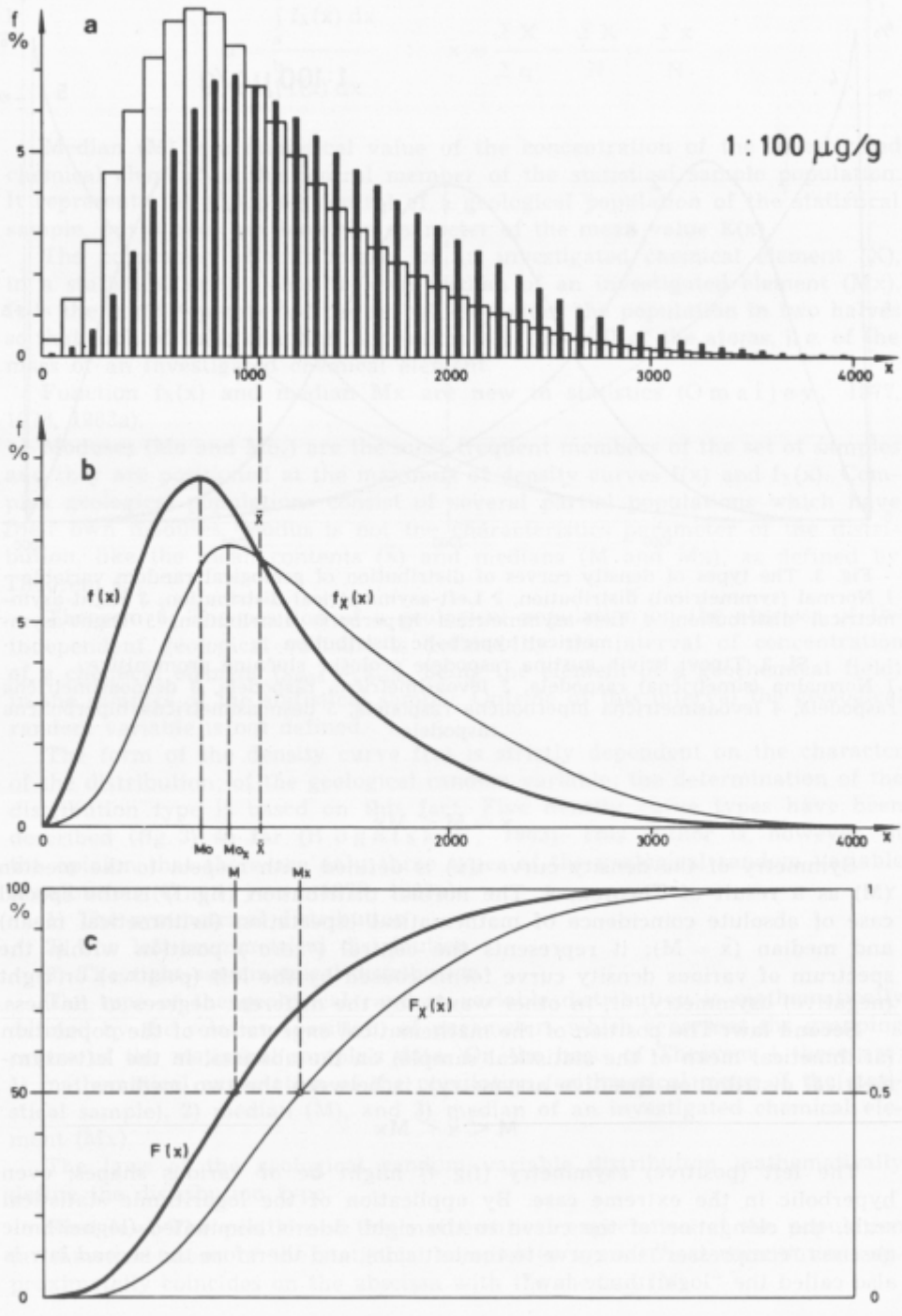
$$\bar{x} \approx M < Mx$$

Symmetry of the density curve f(x) is defined with respect to the median (M) as a result of Theorem 4. The normal distribution (fig. 1) is the special case of absolute coincidence of mathematical espectation (arithmetical mean) and median ($\bar{x} = M$); it represents the central ("zero") position within the spectrum of various density curve forms caused by the left (positive) or right (negative) asymmetry, or, in other words, by the different degrees of flatness.

Second law: The position of the mathematical expectation of the population (arithmetical mean of the statistical sample) on the abscissa, in the left-asymmetrical distribution (positive assymetry), is between the two medians:

$$M < \bar{x} < Mx$$

The left (positive) asymmetry (fig. 4) might be of various shapes, even hyperbolic in the extreme case. By application of the logarithmic statistical scale, the elongation of the curve to the right side is eliminated (logarithmic abscissa "compresses" the curve to the left side), and therefore the second law is also called the "logarithmic law".


a
f
%
1 : 100 µg/g
0
1000
2000
3000
4000
x
b
f (x)
$f_{\bar{x}}(x)$
$\bar{x}$
Mo
$Mo_{\bar{x}}$
c
M
$M_{\bar{x}}$
100
50
F (x)
$F_{\bar{x}}(x)$
1
0.5

Numerous authors refer to the logarithmic law as to the "lognormal law" of distribution (A h r e n s, 1963; R o d i o n o v, 1961; C a r l i e r, 1964; and many others). However, the lognormal density curve f(x) is only the special case when it becomes symmetrical with respect to its median M (fig. 2).

The same effect is gained if we apply the exponential relations on the abscissa (x^m), for m not equal to one (m = 1 is the linear relationship), and therefore the second law can be generalized as the "exponential law" of distribution. Logarithm is only a special form of exponential relations, so the logarithmic law is a special case of the exponential law of geological random variable distribution (the second law).

This problem has not been considered with full attention in literature, and that is the reason for different interpretations of analysis of the left-asymmetrical distribution of a geological random variable.

Third law: The position of the mathematical expectation of the population (arithmetical mean of the statistical sample) on the abscissa, in right-asymmetrical distribution (negative asymmetry), is to the left of medians:

$$\bar{x} < M < Mx$$

Right (negative) asymmetry (fig. 5) may take various forms, up to the hyperbolic density curve f(x). For this type of distribution a procedure for the elimination of elongation to the left side has not been found yet.

Some density curve forms, in the case of left-asymmetrical and right-asymmetrical distribution types, are symmetrical with respect to the normal distribution median. It is the result of the law of large numbers in the course of generation of basic geological populations. It also means that there is unity between the processes of accumulation of chemical elements in nature. On the basis of central limit theorem's assumptions all distributions show a tendency towards the symmetrical (normal) distribution, and this is the reason why it has the central position in the spectrum of different density curves forms (fig. 3).

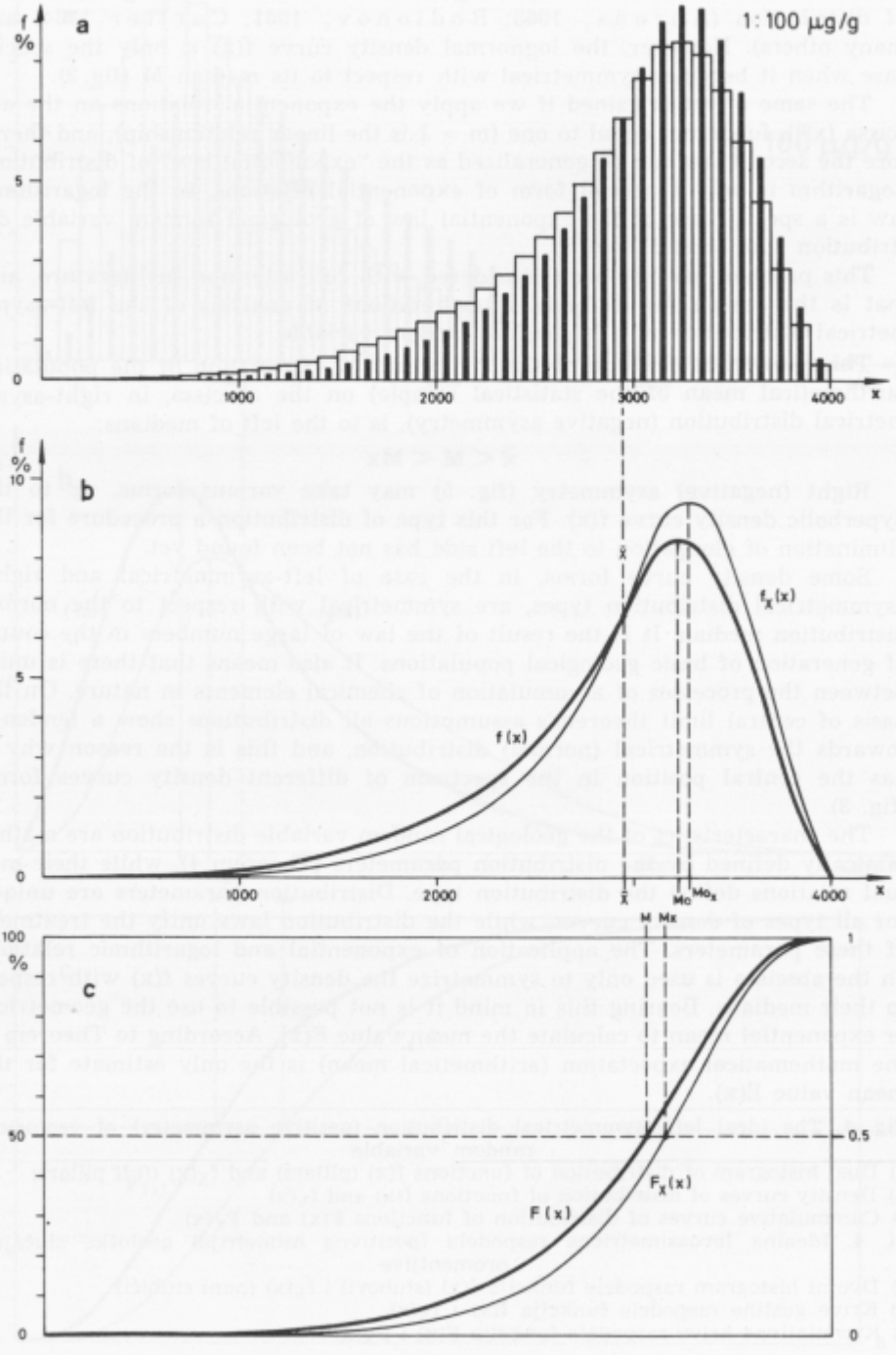
The characteristics of the geological random variable distribution are mathematically defined by the distribution parameters (Theorem 4), while their mutual relations define the distribution type. Distribution parameters are unique for all types of density curves, while the distribution laws unify the treatment of these parameters. The application of exponential and logarithmic relations on the abscissa is used only to symmetrize the density curves f(x) with respect to their medians. Bearing this in mind it is not possible to use the geometrical or exponential mean to calculate the mean value E(x). According to Theorem 5, the mathematical expectation (arithmetical mean) is the only estimate for the mean value E(x).

Fig. 4. The ideal left-asymmetrical distribution (positive asymmetry) of geological random variable

a) Dual histogram of distribution of functions f(x) (pillars) and $f_X(x)$ (full pillars)
b) Density curves of distribution of functions f(x) and $f_X(x)$
c) Cummulative curves of distribution of functions F(x) and $F_X(x)$

Sl. 4. Idealna levoasimetrična raspodela (pozitivna asimetrija) geološke slučajne promenljive

a) Dvojni histogram raspodele funkcija f(x) (stubovi) i $f_X(x)$ (puni stubići)
b) Krive gustine raspodele funkcija f(x) i $f_X(x)$
c) Kumulativne krive raspodele funkcija F(x) i $F_X(x)$


a
1: 100 µg/g
f %
5
0
1000
2000
3000
4000
x
b
f %
10
5
0
f (x)
$f_x(x)$
$\bar{x}$
$\tilde{x}$
Mo
Mo_x
c
100 %
50
0
1
0.5
M
Mx
F (x)
$F_x(x)$

Teoreme i zakoni koji definišu raspodelu geološke slučajne promenljive

Izvod

Osnovni elementi građe geoloških tela zemljine kore, sa aspekta geohemije, su atomi hemijskih elemenata. Geološka populacija elemenata (atoma) u geološkom telu je beskonačno velika, neprekidna i neprebrojiva. Ova osnovna populacija nije dostupna direktnom opažanju i zato su razvijene metode oprobavanja. Proba predstavlja jediničnu veličinu, a skup proba čini statistički uzorak koji predstavlja osnovnu populaciju.

Raspodela elemenata (atoma) u geološkim telima je definisana sa 6 teorema i 3 zakona raspodele. Teoretska osnova ovih teorema je ranije izložena u publikacijama (O m a l j e v , 1977, 1978, 1982a).

Teorema 1: Proba kao materijalni predstavnik geološkog tela ima dva obeležja: 1) jediničnu masu materijala probe (q) i 2) jediničnu masu ispitivanog hemijskog elementa (X) iskazanu koncentracijom (x) kao merom zastupljenosti njegovih atoma, što predstavlja geološku informaciju.

Koncentracija elementa se izražava odnosom $x = X/q$, a za jediničnu masu materijala probe ravnu jedinici ($q = 1$) dobijamo da je jedinična koncentracija brojno jednaka jediničnoj masi hemijskog elementa u probi ($x = X$).

Kao posledica teoreme 1 u statičkom uzorku postoje dve geološke populacije: 1) populacija proba kao jediničnih masa materijala (q) i 2) populacija jediničnih masa ispitivanog elementa (X) u probi.

Statistički uzorak, kao populacija, ima diskretan karakter; broj podataka je konačan i prebrojiv. Zavisno od praga osetljivosti, moguće je definisati uslovno beskonačno veliki broj podataka u statističkom uzorku; a to je broj podataka kada je relativna frekvencija jedinične mase probe uslovno jednaka nuli ($q/\Sigma q = 1/N = 0\ \%$).

Teorema 2: Jedinične mase materijala probe (q) i jedinične mase ispitivanog hemijskog elementa (X) su funkcije koncentracije (x); što predstavljamo simbolima f(x) i $f_X(x)$.

f(x) — Raspodela frekvencija jediničnih masa materijala probe (q) po nezavisnoj geološkoj promenljivoj (x).

$f_X(x)$ — Raspodela frekvencija jediničnih masa ispitivanog hemijskog elementa (X) u masi probe po nezavisnoj geološkoj promenljivoj (x).

Grafička ilustracija ovih funkcija može biti dvojni poligon, histogram ili dijagram. Na apscisu se nanose vrednosti nezavisne geološke promenljive (x), a na ordinatu vrednosti funkcija f(x) (stubovi) i $f_X(x)$ (puni stubići) kao zavisne geološke promenljive (njihove frekvencije).

Fig. 5. The ideal right-asymmetrical distribution (negative asymmetry) of geological random variable

a) Dual histogram of distribution of functions f(x) (pillars) and $f_X(x)$ (full pillars)
b) Density curves of distribution of functions f(x) and $f_X(x)$
c) Cummulative curves of distribution of functions F(x) and $F_X(x)$

Sl. 5. Idealna desnoasimetrična raspodela (negativna asimetrija) geološke slučajne promenljive

a) Dvojni histogram raspodele funkcija f(x) (stubovi) i $f_X(x)$ (puni stubići)
b) Krive gustine raspodele funkcija f(x) i $f_X(x)$
c) Kumulativne krive raspodele funkcija F(x) i $F_X(x)$

Odnos koncentracija hemijskih elemenata u probi (Na/K, Th/U) takođe ima osobine nezavisne geološke promenljive.

Teorema 3: Statistička razmera je mera standardizacije geološke nezavisne promenljive (x), koja određuje položaj i veličinu svake klase i izolinije koncentracije (geohemijsku ekvidistancu) ispitivanog hemijskog elementa na apscisi histograma (dijagrama) i geohemijskoj karti.

Geohemijska ekvidistanca je interval koncentracije između susednih izolinija. Statistička razmera je odnos jedinice prema geohemijskoj ekvidistanci, a ona može biti linearna (npr. 1 : 1, 1 : 10, 1 : 100 μg/g) i logaritamska (npr. log 1 : 10, log 1 : 20 μg/g).

Teorema 4: Raspodela geološke slučajne promenljive je određena sa tri parametra: 1) matematičkim očekivanjem (μ) populacije (aritmetičkom sredinom $\bar{x}$ statističkog uzorka), 2) medijanom (M) i 3) medijanom ispitivanog hemijskog elementa (Mx). Medijane dele geološku populaciju na dve polovine (osiromašenu i obogaćenu) po masi materijala (q) i po masi ispitivanog elementa (X) u probi.

Teorema 5: Matematičko očekivanje (μ) populacije (aritmetička sredina $\bar{x}$ statističkog uzorka) je zajednička tačka (tačka preseka) krivih gustina f(x) i $f_X(x)$ i predstavlja tačku izjednačenja jediničnih relativnih frekvencija ($X_s/\Sigma X = q/\Sigma q = 1/N$) ovih funkcija.

$$\mu = \frac{\int_a^b f_X(x)\,dx}{\int_a^b f(x)\,dx} \quad ; \quad \bar{x} = \frac{\Sigma X}{\Sigma q} = \frac{\Sigma X}{N} = \frac{\Sigma x}{N}$$

Srednji sadržaj izučavanog hemijskog elementa u geološkom telu E(x) je srednja vrednost geološke slučajne promenljive (matematičko očekivanje μ). Ova veličina je uvek nepoznata, a u praksi se umesto nje uzima aritmetička sredina izučavanog hemijskog elementa u statističkom uzorku (reprezentu geološkog tela).

Teorema 6: Položaj geološke populacije na apscisnoj osi geološke slučajne promenljive (x) je određen intervalom varijacija koncentracija hemijskog elementa ($x_{max} - x_{min}$ kao elementom geohemijskog polja) u probama statističkog uzorka. Van intervala variacija geološka slučajna promenljiva nije definisana.

Tip raspodele geološke slučajne promenljive, odnosno forma krive gustine f(x) je matematički određen položajem parametara raspodele (po teoremi 4) na apscisnoj osi. Zakonima raspodele definisan je tip raspodele geološke slučajne promenljive, i to:

Prvi zakon: Položaj matematičkog očekivanja populacije (aritmetičke sredine statističkog uzorka) na apscisnoj osi kod simetrične raspodele približno se poklapa sa medijanom (M):

$$\bar{x} \approx M < Mx$$

Normalna raspodela je specijalan slučaj simetrične raspodele, kada se matematičko očekivanje (aritmetička sredina) potpuno poklapa (po brojnoj vrednosti) sa medijanom ($\bar{x} = M$).

Drugi zakon: Položaj matematičkog očekivanja populacije (aritmetičke sredine statističkog uzorka) na apscisnoj osi kod levoasimetrične (pozitivna asimetrija) raspodele je između dve medijane:

$$M < \bar{x} < Mx$$

Primenom logaritamskih odnosa na apscisi (log x) može se eliminisati leva asimetrija krive gustine f(x) i zato se drugi zakon još naziva »logaritamski zakon«.

Treći zakon: Položaj matematičkog očekivanja populacije (aritmetičke sredine statističkog uzorka) na apscisnoj osi kod desnoasimetrične (negativna asimetrija) raspodele je levo od medijana:

$$\bar{x} < M < Mx$$

Za desnoasimetrične raspodele nije pronađen postupak eliminacije asimetrije krive gustine f(x).

Parametri raspodele (po teoremi 4) su jedinstveni za sve tipove krivih gustina, a zakoni raspodele odbacuju mogućnost različitog tretmana pomenutih parametara. Primenom logaritamskih (i eksponencijalnih) odnosa na apscisi nezavisne geološke promenljive (x) služi samo za formalizaciju u smislu postizanja relativne simetrije krive gustine f(x) u odnosu na svoju medijanu (M), a nikako ne daju mogućnost primene geometrijske ili eksponencijalne sredine za izračunavanje srednje vrednosti E(x). Matematičko očekivanje (aritmetička sredina) je jedina vrednost za srednju vrednost E(x) geološke slučajne promenljive, što je definisano teoremom 5.

References

Ahrens, L. H. 1963, Lognormal-type distribution in igneous rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, *27*, 4, 333—343.

Bogackiy, V. V. 1963, Matematičeskiy analiz razvedočnoy seti. M.: Gosgeoltehizdat, pp. 195, Moskva.

Carlier, A. 1964, Contribution aux méthodes d'estimation des gisements d'uranium: Rapport CEA — R 2332, pp. 360, Paris.

Omaljev, V. 1977, Geostatističko ispitivanje rudnog tela V-1 u ležištu urana Žirovski vrh. Radovi IGRI, *11*, 125—151, Beograd.

Omaljev, V. 1978, Teorijska osnova nove metodologije ispitivanja raspodela korisnih komponenti u prirodnoj sredini. Radovi Geoinstituta, *12*, 245—274, Beograd.

Omaljev, V. 1982a: Characteristics of the distribution of the geological random variable. Rudarsko-metalurški zbornik, *29*, 2—3, 133—154, Ljubljana.

Omaljev, V. 1982b: Prilog definisanju geohemijskog polja, fona i šuma (fersmana) na primeru raspodele bakra u ofiolitima Puste Tušimlje. Zapisnici Srpskog geološkog društva za 1981. godinu, 57—68, Beograd.

Omaljev, V. 1983, Povodom 100. godišnjice rođenja A. E. Fersmana i 120. godišnjice rođenja V. I. Vernadskog — predlog novih termina u geohemiji i biogeohemiji. Radovi Geoinstituta, *16*, 5—20, Beograd.

Rodionov, D. A. 1961, K voprosu o lognormal'nom raspredelenii soderžaniy elementov v izverženih gornih porodah. Geohimija, *4*, 324—327, Moskva.

Šarapov, I. P. 1965, Primenenie matematičeskoy statistiki v geologii. M.: Nauka, pp. 259, Moskva.

Vernadskiy, V. I. 1983, Očerki geohimii, 7-e (4-e russkoe) izdanie. M.: Nauka, pp. 422, Moskva.

GEOLOGIJA 28/29, 271—291 (1985/86), Ljubljana

UDK 550.4:553:552.5(497.12)=862

Problematika određivanja geohemijskog fona i šuma na primeru raspodele urana u sedimentima Žirovskog vrha

Determination of the geochemical phone and noise at the example of uranium distribution in beds of Žirovski vrh

Veljko Omaljev
Geoinstitut, Rovinjska 12, 11000 Beograd

Kratak izvod

U ovom radu je dat primer određivanja vrednosti geohemijskog fona i geohemijskog šuma, po novim definicijama autora kao parametara geohemijskog polja, za kompleks klastičnih sedimenata i orudnjenja šireg područja ležišta urana Žirovski vrh (površine oko 3 km²). Ovaj rad, uz primenu novih pojmova i termina, predstavlja praktičnu razradu nove metodologije statističkih ispitivanja u geohemiji (dvojni histogrami).

Ranije su formiranim statističkim uzorcima dodate tri probe sa višim sadržajima urana, da bi se dobio srednji sadržaj urana za širi prostor ležišta od 10,2 μg/g, što predstavlja vrednost lokalnog geohemijskog fona urana za istraživani prostor ležišta.

Određivanje geohemijskog šuma je izvedeno u tri kombinacije s obzirom na usvojene vrednosti praga geohemijskih anomalija.

Sva ispitivanja su izvedena u logaritamskoj statističkoj razmeri »log 1 : 20« μg/g.

Abstract

The paper presents an example of determining the values of geochemical phone and geochemical noise, in accordance with the new definitions given by the author for parameters of the geochemical field, in the sedimentary clastites complex and mineralisation in the wider area of the uranium deposit Žirovski vrh (area approximately 3 km²). The paper represents practical elaboration of a new methodology of statistical analysys in geochemistry (dual histograms) by application of new concepts and terms in geochemistry.

To earlier formed statistical samples were added three specimens with higher uranium content in an attemp to obtain an average uranium content of 10.2 μg/g for the wider area of the deposit, what represents the value of the local geochemical uranium phone for the wider area of the deposit.

The determination of geochemical noise was conducted in three combinations, with regard to the adopted values of threshold of geochemical anomalies.

All analyses were done on the logarithmic statistical scale »log 1 : 20« μg/g.

Uvod

Problematici određivanja geohemijskog fona elemenata u stenama nije poklonjena odgovarajuća pažnja. Ova konstatacija nije karakteristična samo za našu geohemijsku praksu, već je to stanje koje je momentalno nedovoljno izučeno (definisano) na svetskom nivou. Stanje nedovoljnog poznavanja složene problematike određivanja geohemijskog fona u stenama kao geohemijskim sredinama uslovljava pojavu višeznačnog rešenja, prisutnog u praksi. Ovoj problematici se pristupa rutinski, bez teoretske razrade goehemijske suštine pojma »geohemijski fon«.

Prilikom izrade doktorske disertacije, autor se susreo sa ovom problematikom (1976—1979. godine), a uvidevši da pojam »geohemijski fon« nije dovoljno jasno definisan nije ga upotrebio u tekstu disertacije (O m a l j e v , 1982a). Slična je situacija i kod drugih autora, koji izbegavaju (koliko je to moguće) upotrebu termina »geohemijski fon« u publikacijama, a u izveštajima se može naići na veoma različito definisan način izračunavanja geohemijskog fona. Međutim, u diskusijama se nastupa kao da je u vezi sa geohemijskim fonom sve jasno, što dovodi do zaobilaženja izjašnjavanja pojedinaca, zaklanjajući se iza savremenih autoriteta u geohemijskoj nauci.

Autor ovog rada smatra da je takvo stanje u geohemijskoj nauci neodrživo, prvenstveno iz praktičnih razloga i zato je pristupio teoretskom izučavanju geohemijske suštine pojma »geohemijski fon«. Rezultati ovih izučavanja objavljeni su u predavanjima, referatima i ostalim publikacijama (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b) te ih je za razumevanje ove problematike neophodno upoznati. U ovim publikacijama su analizirani postignuti rezultati u smislu novih definicija pojmova »geohemijsko polje«, »geohemijski fon« i »geohemijski šum« elemenata u geološkim telima.

Izučavanja raspodele hemijskih elemenata u stenama kao geološkim telima svode se (po mome mišljenju) na izučavanje forme reljefa geohemijskog polja, kao polja uticaja vektora jediničnih koncentracija izučavanog elementa (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b). Osnovni parametar geohemijskog polja su geohemijski fon i geohemijski šum izučavanog elementa, a koji se odnose na numeričko izražavanje veličine »zasićenosti«« izučavane geohemijske sredine (stene kao geološkog tela) atomima izučavanog elementa.

Reljef geohemijskog polja je najjasnije grafički izražen (predstavljen) izolinijama koncentracija izučavanog hemijskog elementa na geohemijskoj karti. Međutim, najjasnija grafička predstava reljefa geohemijskog polja elementa je dvojni histogram, koji je autor definisao u brojnim publikacijama (O m a l j e v , 1978, 1979, 1982d, 1982e, 1984).

Prilikom prospekciono-istražnih radova na Žirovskom vrhu, u periodu od 1960. do 1966. godine, obavljeno je sporadično geohemijsko uzorkovanje njegovih crvenih i sivih klastičnih sedimenata. Pri prospekcijskom istraživanju uranove mineralizacije na Žirovskom vrhu nije bilo sistematskog litogeohemijskog uzorkovanja (litogeohemijske prospekcije), a pomenute litogeohemijske probe uzimane su usputno, uz petrografska i mineraloška izučavanja klastičnih sedimenata, kao i uz mineraloško-geohemijska izučavanja uranove mineralizacije. Radiometrijske analize na U, Th i K uradili su R. Nedimović i S. Gojković

u Radiometrijskoj laboratoriji Geoinstituta u Beogradu (u periodu od 1961 do 1966. godine).

Problematici određivanja lokalnog geohemijskog fona urana u crvenim i sivim gredenskim sedimentima Žirovskog vrha dosad nije poklanjana odgovarajuća pažnja. Prilikom hidrogeohemijske prospekcije urana na Žirovskom vrhu (Pokrajac, 1962 — rukopis) uzet je mali broj litogeohemijskih proba da bi se mogao odrediti lokalni geohemijski fon urana u njegovim sivim i crvenim gredenskim slojevima. Ocena srednjih sadržaja U, Th i K, kao i odnosa Th U od strane Protića i Gojkovića (1965 — rukopis) je bila dugo u upotrebi kao vrednost geohemijskog fona, a sami autori nisu pomenute srednje sadržaje definisali kao geohemijski fon izučavanih radioaktivnih elemenata u ovim stenama.

Analizu količina urana u stenama Žirovskog vrha uradio je Pirc (1977) na osnovu dostupnih podataka iz izveštaja i publikacija. Ocena količina urana u ovim stenama izvedena je preko srednjeg sadržaja urana, a Pirc nije upotrebio termin geohemijski fon.

Autor je statistički obradio raspodelu U, Th i K (1979) u gredenskim slojevima Žirovskog vrha na osnovu 484 litogeohemijske probe. Srednji sadržaji izučavanih radioaktivnih elemenata mogu se smatrati geohemijskim fonom za gredenske slojeve Žirovskog vrha (sa izuzetkom ležišta urana), ali autor u ovom radu nije upotrebio termin »geohemijski fon«. Slično je i sa raspodelom U, Th i K u alevrolitima, psamitima i psefitima Žirovskog vrha (Omaljev, 1982e), srednji sadržaji predstavljaju lokalni geohemijski fon izučavanih radioaktivnih elemenata (sa izuzetkom ležišta urana), ali autor nije upotrebio ovaj termin.

U ovom radu se izlaže problematika određivanja vrednosti geohemijskog fona i geohemijskog šuma na primeru sivih klastičnih sedimenata ležišta Žirovski vrh i na osnovu litogeohemijskih proba uzetih u ranijem periodu istraživanja uranove mineralizacije ovog ležišta. Statistički uzorci su dopunjeni probama orudnjenja urana (3 probe), da bi se dobio lokalni geohemijski fon urana za ležište Žirovski vrh koji je jednak oceni srednjeg sadržaja urana za kompleks stena sa orudnjenjem urana celog ležišta približne površine oko 3 km² (Omaljev, 1982a).

Ispitivanja su izvedena u logaritamskoj statističkoj razmeri »log 1 : 20« μg/g.

Parametri geohemijskog polja

Parametri geohemijskog polja, po novim definicijama autora (Omaljev, 1982b, 1982c, 1983a, 1983b), su *geohemijski fon* i *geohemijski šum* (za koji autor predlaže naziv »*fersman*«).

U bogatoj geohemijskoj literaturi nema, sem izuzetka starijih publikacija, definicija geohemijskog fona kao parametra koji ima primenu u praksi istočnih zemalja (uključujući i Jugoslaviju). Ostalo je nejasno ko je prvi upotrebio termin »geohemijski fon« za srednji sadržaj izučavanog hemijskog elementa u stenama kao geohemijskoj sredini. Nejasno je šta zapravo znači reč »fon« u slučaju njegove upotrebe kao parametra srednjeg sadržaja. Predpostavljam da se ovde misli na pojam »nivo«, jer se u literaturi na ruskom jeziku često sreće fraza »na fone«, misleći »na nivou« nečega. No, postoji verovatnoća da

reč »fon« ima poreklo od francuske reči »fond«, što znači osnova nečega ili pozadina nečega (usmeno saopštenje S. Pirca). Slično značenje ima engleska reč »background«, što takođe znači osnova ili pozadina nečega, a upotrebljava se u geohemijskoj literaturi u istom značenju kao francuski »fond« ili ruski »fon«.

Polazeći od definicije Fersmana (1953, 1958) za geohemijski termin »klark«, kao »srednjeg sadržaja hemijskog elementa u geohemijskom sistemu«, autor je izložio svoju definiciju geohemijskog fona kao »srednjeg sadržaja hemijskog elementa u geološkom telu« (Omaljev, 1982b, 1982c, 1983a, 1983b). Fersmanov termin »klark« predstavlja (po našem mišljenju) »globalni geohemijski fon« i zato su ovi parametri na jednak način definisani.

Međutim, definicija gehemijskog fona u »Geologičeskom slovaru« (1978) je: »Fon geohemijski je srednji sadržaj elementa u steni određenog tipa, koje zauzimaju značajne površine, a nisu vezane sa konkretnim ležištima«. Ona sadrži značajnu dilemu šta da se radi sa ležištima mineralnih sirovina, odnosno sa lokalnim geohemijskim fonom stena u kojima se ležište nalazi. Ova ograničenja u velikoj meri destimulišu istraživače da se odlučnije pozabave lokalnim geohemijskim fonom za konkretna ležišta metaličnih mineralnih sirovina, odnosno sa geohemijskim fonom geološke formacije u kojoj se konkretno ležište nalazi.

Nova definicija geohemijskog fona (Omaljev, 1982b, 1982c, 1983a, 1983b) dozvoljava određivanje vrednosti lokalnog geohemijskog fona za rudonosne geološke formacije i ležišta mineralnih sirovina. Pri tome se mora voditi računa da se okonturi deo geološkog tela za koji se računa geohemijski fon, jer bez okonturenog volumena (odnosno mase stene), pojam srednjeg sadržaja hemijskog elementa u geološkom telu nema matematičkog smisla.

U mojoj definiciji uzimam da je »fon« reč grčkog porekla i da znači »zvuk«, a kao takva upotrebljava se u akustici. Na taj način »geohemijski fon« definišem kao »zvuk (signal) prisutnih atoma« izučavanog elementa u okonturenom geološkom telu.

Međutim, činjenica je da ostaje problem konkretnog određivanja vrednosti geohemijskog fona za rudonosni deo geološke formacije, a naročito za konkretna ležišta (sa najužom okolinom). Ovaj problem nije nerešiv, ali zahteva objektivnost istraživača kod formiranja statističkg uzorka da verno predstavlja geološko telo koje se ispituje, odnosno geološku populaciju atoma izučavanog elementa u njemu. Svaka greška u formiranju statističkog uzorka vodi u grešku određivanja srednjeg sadržaja elementa (geohemijskog fona), bilo u smislu osiromašenja, ili što je znatno češći slučaj, u smislu njegovog obogaćenja.

Napori savremenih istraživača su jednostrano usmereni (definicijom geohemijskog fona) ka eliminaciji geohemijskih proba »na koje su uticali rudonosni procesi«, odnosno koje su »kontaminirane izučavanim elementom«. Pri tome se nije vodilo računa da je »kontaminacija« rudnim elementom bitna karakteristika rudonosne geološke formacije ili ležišta (u smislu kompleksa stena i orudnjenja). Smatram da je na taj način veštački bitno promenjen karakter geohemijske sredine u kojoj se nalazi ležište mineralne sirovine, što se bitno odražava na rezultate geohemijskih izučavanja. Metalogenetski pristup u geohemijskim izučavanjima zahteva uzimanje kompleksa stena-orudnjenja u geohemijskim izučavanjima.

Rudonosni procesi predstavljaju migraciju rudnih elemenata, a pri tome dolazi i do njihove akumulacije ili rasejavanja. Od naučnog i praktičnog značaja je saznati veličinu akumulacije rudnog elementa u rudonosnoj formaciji ili konkretnom ležištu. Privođenje rudnog elementa u stenu kao geohemijsku sredinu dovodi do karakterističnih promena u statističkoj raspodeli izučavanog elementa, koji se može sagledati na dvojnom histogramu. Populacija rudnog elementa u ležištu je složena jer se sastoji iz nekoliko parcijalnih populacija — reliktnih (singenetskih) i novostvorenih (epigenetskih). Postoji interes za odvajanje reliktnih od novostvorenih parcijalnih populacija elementa, što je moguće izvesti na dvojnom histogramu.

Novostvorene parcijalne populacije rudnog elementa nalaze se u logaritamskom repu (O m a l j e v , 1979, 1982e) i predstavljaju »geohemijske anomalije«, uključujući i orudnjenje (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b). Operacijom odvajanja logaritamskog repa od reliktne (singenetske) parcijalne populacije rudnog elementa u ležištu (rudnoj formaciji), u stvari, odsecamo orudnjenje od okolnih stena konkretnog ležišta.

Srednji sadržaj singenetskog dela populacije je parametar reliktnog geohemijskog polja, koji je po intenzitetu ograničen pragom geohemijskih anomalija. Geohemijske anomalije (uključujući i orudnjenje) treba shvatiti kao »zvučni signal« mineralizacije, a tada se geohemijsko polje singenetskog dela populacije ponaša kao »geohemijski šum«, koji ometa prijem tog korisnog signala. Predloženo je imenovanje geohemijskog šuma terminom »fersman« (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b). U ovom radu držimo se termina »geohemijski šum« da ne bi došlo do incidenata u vezi s korišćenjem termina pre njegovog usvajanja.

»Background« kao geohemijski termin u literaturi na engleskom jeziku, kao i termin »fond« na francuskom jeziku, u suštini odgovaraju pojmu »geohemijski šum« izučavanog elementa. Predpostavljam da nema bitne razlike u suštini ovih termina, bez obzira što »background« i »fond« nisu jasno definisani kao elementi (parametri) geohemijskog polja. Termin »geohemijski fon« na ruskom jeziku u suštini ne odgovara niti mojemu terminu »geohemijski fon« niti novom pojmu »geohemijski šum«, već se nalazi nekako na sredini.

Termin »geohemijski fon« po novoj definiciji autora nema analoga u svetskoj geohemijskoj literaturi, sem izuzetka Fersmanovog termina »klark« (koji mi definišemo kao »globalni geohemijski fon«). Na engleskom i francuskom jeziku se upotrebljavaju bezlični (opšti) nazivi »srednji sadržaj« (mean, average concentration, la teneur moyenne). U literaturi na ruskom jeziku se takođe ponekad nalazi termin »srednji sadržaj« kada se želi iskazati nivo akumulacije rudnog elementa u rudonosnoj sredini (na taj način se nadoknađuje nedostatak ruskog termina »geohemijski fon«).

Kao meru akumulacije hemijskog elementa u izučavanoj geohemijskoj sredini (geološkem telu), F e r s m a n (1953) je uveo pojam »klark koncentracije ili koeficijent koncentracije«, kao odnos »lokalnog klarka sa klarkom cele zemljine kore«.

S obzirom na nove definicije geohemijskog fona i geohemijskog šuma, definišemo dva koeficijenta koncentracije (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b): »Koeficijent koncentracije Klarka« (Kc) je odnos geohemijskog fona

sa klarkom, i »Koeficijent koncentracije Fersmana« (Kf) je odnos geohemijskog fona sa geohemijskim šumom.

Smatram da koeficijent koncentracije Klarka izražava geohemijsku specijalizaciju izučavanog geološkog tela, a koeficijent koncentracije Fersmana izražava metalogenetsku specijalizaciju.

Statistički uzorci sivih sedimenata

Statistički uzorak koji predstavlja osnovnu populaciju urana u sivim klastičnim sedimentima sive subformacije Žirovskog vrha je formiran ranije (O m a l j e v , 1979). Najveći broj geohemijskih proba (302) je uzet sa površine i iz istražnih radova ležišta urana Žirovski vrh u širem smislu, po konturi koju je autor dao u svojoj monografiji (O m a l j e v , 1982a), a koja obuhvata sivu subformaciju na kojoj je bilo bušenja do 1977. godine, površine oko 3 km². Samo 7 geohemijskih proba je uzeto van ove konture, 5 proba sa Žirovskog vrha in 2 probe iz okoline Sovodnja.

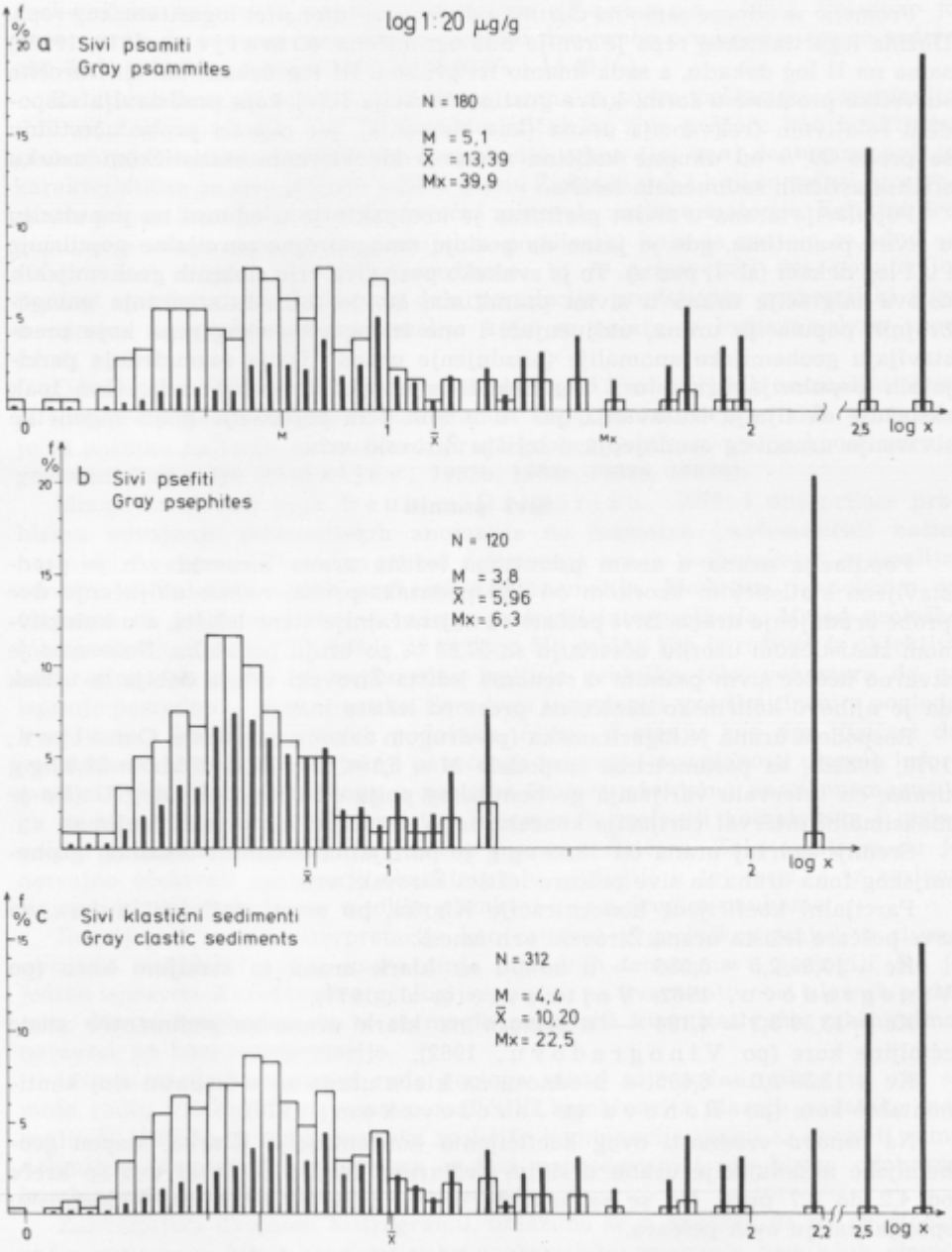
Ukoliko bismo eliminisali probe uzete van konture ležišta, srednji sadržaj urana u statističkom uzorku bi se promenio tek na trećoj decimali (od 7,176 na 7,178 μg/g), a forme krivih gustina ostaju neizmenjene. Zato smo ostali na kompletnom statističkom uzorku sivih klastičnih sedimenata ležišta urana Žirovski vrh od 309 litogeohemijskih proba.

Ove geohemijske probe su prvenstveno uzimane u sterilnim ili veoma slabo mineralizovanim stenama i zato su sadržaji urana uvek ispod 100 μg/g. Zato ovaj statistički uzorak ne odgovara osnovnoj geološkoj populaciji urana za širi prostor ležišta Žirovski vrh, jer u njemu postoje i rudna tela urana. Ranije je bio ocenjen srednji sadržaj urana za širi prostor ležišta (oko 3 km²) na vrednost od 10,2 μg/g (O m a l j e v , 1982a). Da bismo dobili srednji sadržaj urana (10,2 μg/g) dopunili smo statistički uzorak sa tri litogeohemijske probe sa sledećim koncentracijama urana: 146 μg/g (sivi konglomeratični peščar), 348 i 472 μg/g (sivi peščar), sve iz jame na horizontu 580 m ležišta Žirovski vrh (tabela 1).

Statistički uzorak sivi alevrolit nije mogao biti posebno statistički izučavan zbog premalog broja podataka (12 proba). Detaljan opis ostalih statističkih uzoraka dat je ranije (O m a l j e v , 1979, 1982e), a sada dajemo samo promene koje su se desile nakon proširenja statističkih uzoraka uključenjem u njih proba sa visokim koncentracijama urana. Dvojni histogrami parcijalnih i kolektivnog statističkog uzorka prikazani su na sl. 1, a opisi se nalaze u odgovarajućim odeljcima.

Tabela 1. Struktura statističkog uzorka ležišta urana Žirovski vrh, sa parametrima raspodele urana (u μg/g)

Statistički uzorak	N	%	M	$\bar{x}$	Mx
Sivi alevrolit	12	3,85	4,7	4,98	4,9
Sivi psamit	180	57,69	5,1	13,39	39,9
Sivi psefit	120	38,46	3,8	5,96	6,3
Sivi klastiti ležišta	312	100,00	4,4	10,20	22,5



Sl. 1. Dvojni histogrami raspodele urana u ležištu Žirovski vrh

Fig. 1. The dual histograms of uranium distribution in the Žirovski vrh ore deposit

Promene se odnose samo na dužinu, odnosno na intenzitet logaritamskog repa. Dužina logaritamskog repa je ranije bila ograničena (O m a l j e v , 1979, 1982e) samo na II log dekadu, a sada imamo tri probe u III log dekadi (sl. 1). Naročito su velike promene u formi krive gustine funkcija $f_X(x)$ koja predstavlja raspodelu relativnih frekvencija urana (kao elementa), jer ove tri probe učestvuju sa preko 30 % od ukupne količine urana u kolektivnom statističkom uzorku sivih klastičnih sedimenata ležišta.

Populacija urana u sivim psefitima je kompaktnija u odnosu na populaciju u sivim psamitima, gde je jasno da postoje mnogobrojne parcijalne populacije i u I log dekadi (sl. 1, pod a). To je svakako posledica vrlo složenih geohemijskih uslova migracije urana u sivim psamitima, što je uslovilo stvaranje mnogobrojnih populacija urana, uključujući i one iz logaritamskog repa koje predstavljaju geohemijske anomalije (orudnjenje urana). Dalja razmatranja parcijalnih populacija urana u I log dekadi nije predmet ovog rada. Ona ipak zaslužuje detaljnija izučavanja, jer se u tom delu populacije kriju zagonetke stvaranja uranovog orudnjenja u ležištu Žirovski vrh.

Sivi psamiti

Populacija urana u sivim psamitima ležišta urana Žirovski vrh je predstavljena statističkim uzorkom od 180 podataka-proba, nakon uključenja dve probe orudnjenja urana. Sivi peščari su najznačajnije stene ležišta, a u kolektivnom statističkom uzorku učestvuju sa 57,69 % po broju podataka. Neizvesno je stvarno učešće sivih psamita u stenama ležišta Žirovski vrh, a dobija se utisak da je njihovo količinsko učešće na prostoru ležišta manje.

Raspodela urana je logaritamska (po drugom zakonu raspodele, O m a l j e v , 1978, 1982d), sa parametrima raspodele $M = 5{,}1 < \bar{x} = 13{,}39 < Mx = 39{,}9$ $\mu g/g$ urana, na intervalu varijacija geohemijskog polja od 0,9 do 472 $\mu g/g$ U (što je maksimalni interval varijacija koncentracija urana pri ovim ispitivanjima).

Srednji sadržaj urana od 13,39 $\mu g/g$ je parcijalna vrednost lokalnog geohemijskog fona urana za sive peščare ležišta Žirovski vrh.

Parcijalni koeficijent koncentracije Klarka, po novoj definiciji autora, za sive peščare ležišta urana Žirovski vrh iznosi:

$Kc = 13{,}39/2{,}5 = 5{,}356$ — u odnou na klark urana za zemljinu koru (po V i n o g r a d o v u , 1962, V o j t k e v i č et al., 1977),

$Kc = 13{,}39/3{,}2 = 4{,}184$ — u odnosu na klark urana za sedimentne stene zemljine kore (po V i n o g r a d o v u , 1962),

$Kc = 13{,}39/2{,}0 = 6{,}695$ — u odnosu na klark urana za sedmentni sloj kontinentalne kore (po R o n o v u et J a r o š e v s k o m , 1976).

Na osnovu vrednosti ovog koeficijenta koncentracije Klarka, stepen geohemijske akumulacije urana u sivim peščarima ležišta Žirovski vrh se kreče od 4,2 do 6,7 puta, što se sa aspekta urana može smatrati za geohemijsku specijalizaciju ovih peščara.

Forma krive gustine f(x) je multimodalna (sl. 2, pod a), a za problematiku određivanja geohemijskog fona i šuma je od značaja postojanje logaritamskog repa.

U logaritamskom repu se nalaze novostvorene parcijalne populacije urana koje predstavljaju geohemijske anomalije, uključujući i orudnjenje urana kao

geohemijsku anomaliju najvišeg intenziteta (Fersman, 1953). Potrebno je napomenuti da u ovom statističkom uzorku dve probe orudnjenja urana sadrže oko 34 % od ukupne mase urana (19,60 % i 14,45 %).

Relativno kompaktni deo populacije urana u sivim peščarima predstavlja reliktni deo populacije, koji je karakterističan za sive peščare kao konkretnu geohemijsku sredinu. Reliktni deo populacije urana čini onaj deo urana koji je karakterističan za sive peščare ležišta urana Žirovski vrh i koji se nalazi u petrogenim mineralima peščara, uključujući i minerale vezivne materije. Reliktni deo populacije urana predstavlja parcijalnu populaciju koja je nastala zajedno sa stenom kao svojom prirodnom sredinom; to je singenetski deo populacije. Srednji sadržaj urana reliktnog dela populacije predstavlja geohemijski šum u odnosu na geohemijske anomalije koje se nalaze u logaritamskom repu (sl. 2, pod a).

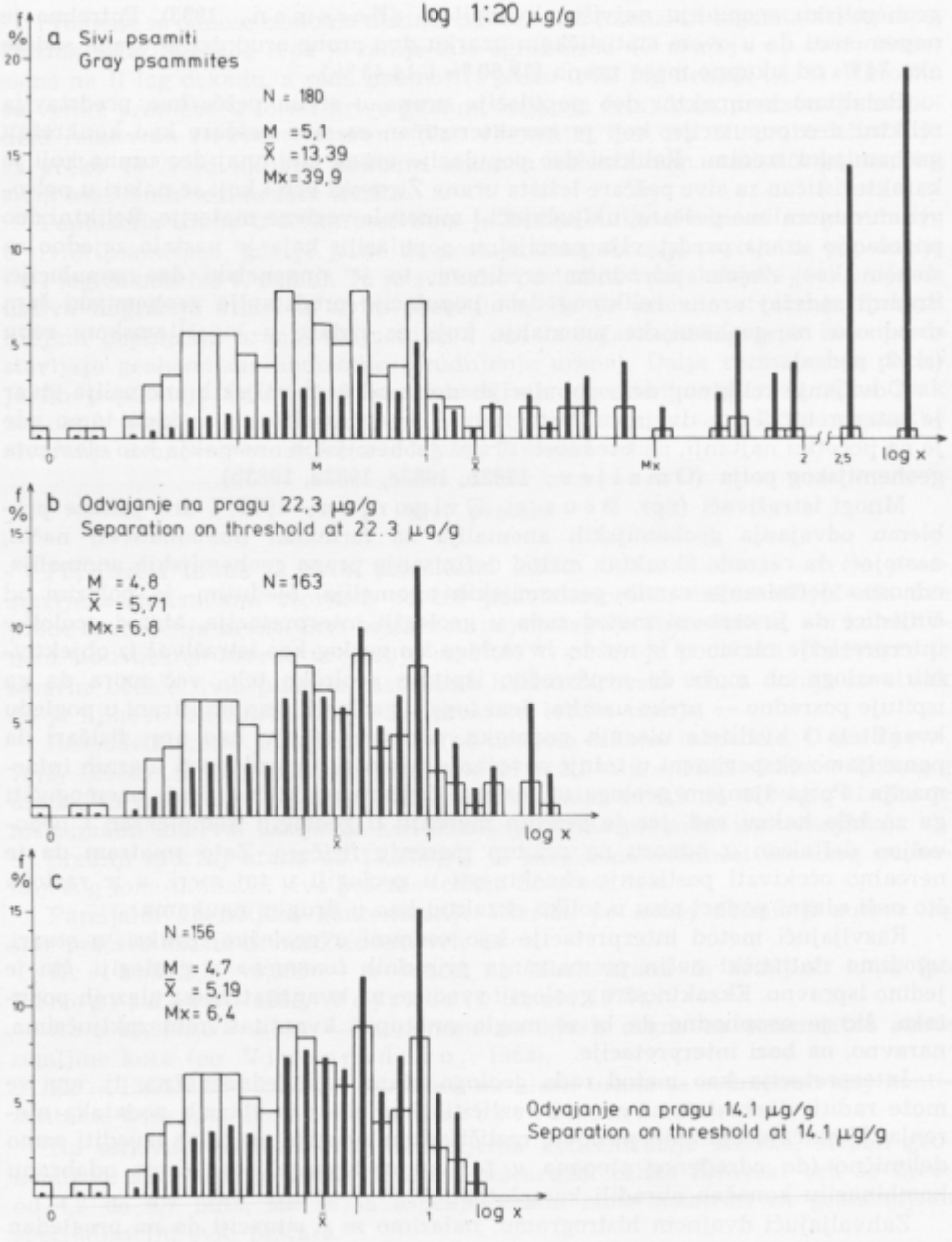
Odvajanje reliktnog dela populacije urana od geohemijskih anomalija stvar je interpretacije na dvojnom histogramu. Logaritamski rep se kida tamo gde je na početku najtanji, na vrednosti praga geohemijskih anomalija kao elementa geohemijskog polja (Omaljev, 1982b, 1982c, 1983a, 1983b).

Mnogi istraživači (npr. Beus et Grigorjan, 1975; i dr.) prilaze problemu odvajanja geohemijskih anomalija na formalan (matematički) način, nastojeći da razrade ekzaktan metod definisanja praga geohemijskih anomalija, odnosno definisanja samih geohemijskih anomalija. Međutim, ja polazim od činjenice da je osnovni metod rada u geologiji interpretacija. Metod geološke interpretacije razvio se iz nužde, iz razloga što geolog kao istraživač iz objektivnih razloga ne može da neposredno ispituje geološko telo, već mora da ga ispituje posredno — preko uzorka. Sem toga u geologiji smo limitirani u pogledu kvantiteta i kvaliteta ulaznih podataka, nismo u stanju kao npr. fizičari da ponavljamo eksperiment u težnji povećanja tačnosti i pouzdanosti ulaznih informacija. Postavljanjem geologa u poziciju fizičara praktično znači onemogućiti ga za bilo kakav rad, jer je pristup merenju u geologiji kompleksan i nedovoljno definisan u odnosu na pristup merenju fizičara. Zato smatram da je nerealno očekivati postizanje ekzaktnosti u geologiji u toj meri, a iz razloga što naši ulazni podaci nisu u toliko ekzaktni kao u drugim naukama.

Razvijajući metod interpretacije kao osnovni u geološkoj praksi, u stvari, uvodimo statistički način posmatranja prirodnih fenomena u geologiji, što je jedino ispravno. Ekzaktnost u geologiji svodi se na kvantitativnost ulaznih podataka, što je neophodno da bi se moglo pristupiti kvantitativnim zaključcima, naravno, na bazi interpretacije.

Interpretacija kao metod rada geologa nikad nije jednoznačna, tj. ona se može raditi višekratno na osnovu različitih kombinacija ulaznih podataka merenja. U slučaju obimnih poslova, različite kombinacije mogu se izvoditi samo delimično (do određenog stepena u fazi napredovanja), da bismo odabranu kombinaciju konačno obradili kompletno.

Zahvaljajući dvojnom histrogramu, nalazimo se u situaciji da na pregledan način uočavamo bitne karakteristike geohemijske raspodele hemijskih elemenata u izučavanim geološkim telima. Ova preglednost je obezbeđena standardizacijom raspodele nezavisne geološke promenjive koju nazivamo »statistička razmera« (Omaljev, 1978, 1982d — teorema 3). Bez pomenute standardizacije ne može se pristupiti kvantitativnoj interpretaciji dvojnog histograma u smislu



Sl. 2. Dvojni histogrami odvajanja parcijalne populacije geohemijskog šuma (na vredosti praga geohemijskih anomalija)

Fig. 2. The dual histograms of the separation of partial population of the geochemical noise (an the values of treshold of geochemical anomalies)

definisanja vrednosti praga geohemijskih anomalija (za odvajanje logaritamskog repa).

U našem slučaju izvodimo interpretaciju odvajanja logaritamskog repa u tri kombinacije, na vrednostima 22,3, 14,1 i 10,0 μg/g urana kao vrednosti praga geohemijskih anomalija.

U prvoj kombinaciji logaritamski rep se kida između 7. i 8. klase II log dekade (sl. 2, pod a i b), na teorijskoj vrednosti ove granice koja iznosi 22,3 μg/g. On se kida na mestu maksimalnog istanjenja, nedaleko od njegovog početka.

Reliktna populacija geohemijskog šuma urana sadrži 90,56 % od mase stene (tabela 2) u kojoj se nalazi 38,62 % od mase urana, sa srednjim sadržajem 5,71 μg/g (geohemijski šum urana u sivim peščarima ležišta). Anomalne populacije logaritamskog repa sadrže 9,44 % od mase stene u kojoj se nalazi 61,38 % od mase urana, sa srednjim sadržajem oko 87 μg/g U. Ova maksimalna polarizacija na pragu geohemijskih anomalija blizu dvostruke vrednosti geohemijskog fona (22,3 μg/g) sigurno odvaja geohemijske anomalije urana; što je i ranije konstatovano da izolinija od 25 μg/g urana obavija rudna tela (O m a l j e v, 1982a).

Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana, po definiciji autora, za sive peščare ležišta urana Žirovski vrh iznosi:

$$Kf = 13{,}39/5{,}71 = 2{,}345.$$

On ukazuje na postojanje procesa akumulacije urana u sivim peščarima Žirovskog vrha, što predstavlja metalogenetsku specijalizaciju ovih stena sa aspekta uranonosnosti.

U drugoj kombinaciji logaritamski rep se kida između 3. i 4. klase II log dekade (sl. 2, pod a i c), na teorijskoj vrednosti ove granice od 14,1 μg/g. Njegovo kidanje se dešava na mestu minimalne debljine, na samom njegovom početku, što je najprirodnije mesto njegovog odvajanja od reliktne populacije urana.

Reliktna populacija geohemijskog šuma urana (u ovom slučaju) sadrži 86,67 % od mase sivih peščara (masa proba) u kojoj se nalazi 33,62 % od mase urana (tabela 2), sa srednjim sadržajem 5,19 μg/g U (geohemijski šum). Anomalne populacije urana logaritamskog repa, u ovoj kombinaciji, sadrže 13,33 % od mase stene sa 66,38 % od mase urana; a srednji sadržaj urana ove populacije iznosi 66,61 μg/g. Polarizacija je nešto manja u odnosu na prethodnu kombinaciju, jer se u geohemijske anomalije uključuje i sam početak logaritamskog repa.

Tabela 2. Efekti odvajanja logaritamskog repa na različitim vrednostima praga geohemijskih anomalija u sivim psamitima ležišta urana Žirovski vrh

Prag geohemijskih anomalija μg/g	Reliktna populacija (geohemijski šum) N	f(x) %	$f_X(x)$ %	$\bar{x}$ μg/g	Anomalna populacija (logaritamski rep) N	f(x) %	$f_X(x)$ %	$\bar{x}$ μg/g
22,3	163	90,56	38,62	5,71	17	9,44	61,38	86,95
14,1	156	86,67	33,62	5,19	24	13,33	66,38	66,61
10,0	148	82,24	29,74	4,84	32	17,76	70,26	52,88

Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana za sive peščare (u ovoj kombinaciji) ležišta urana Žirovski vrh iznosi:

$$Kf = 13,39/5,19 = 2,580.$$

Povećana vrednost koeficijenta koncentracije Fersmana sada ukazuje na povećani stepen akumulacije urana u odnosu na parcijalnu populaciju urana geohemijskog šuma (metalogenetska specijalizacija).

Treća kombinacija odsecanja logaritamskog repa izvedena je samo računski (tabela 2), a na dvojnom histogramu se vidi da odsecanje zahvata najbogatiji deo parcijalne populacije geohemijskog šuma urana u sivim peščarima ležišta Žirovski vrh (sl. 2, pod a) te zato i nije izvedeno na dvojnom histogramu. Računska kombinacija odsecanja na vrednosti praga geohemijskih anomalija od 10,0 μg/g izvedena je radi upoređenia sa statističkim uzorkom iz sivih psefita.

Reliktna populacija geohemijskog šuma urana (u ovoj kombinaciji) sadrži 82,24 % od mase sivih peščara u kojoj se nalazi 29,74 % od mase urana (tabela 2), sa srednjim sadržajem od 4,84 μg/g U (geohemijski šum o ovoj kombinaciji). Anomalne populacije urana logaritamskog repa sada sadrže 17,76 % od mase stene sa 70,26 % od mase urana, a srednji sadržaj iznosi svega 52,82 μg/g urana. Polarizacija je najmanje izražena u ovom slučaju, jer se kao geohemijska anomalija urana tretira i deo populacije geohemijskog šuma (populacije Fersmana). Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana sada ima najvišu vrednost i iznosi:

$$Kf = 13,39/4,84 = 2,767.$$

Sada je stepen akumulacije urana (metalogenetska specijalizacija) po vrednosti maksimalan.

Potrebno je voditi računa o činjenici da je vrednost koeficijenta koncentracije Fersmana veća ukoliko u geohemijske anomalije ubrajamo i deo populacije geohemijskog šuma.

Sivi psefiti

Populacija urana u sivim psefitima ležišta urana Žirovski vrh predstavljena je statističkim uzorkom od 120 podataka, što iznosi 38,46 % od učešća u kolektivnom statističkom uzorku (tabela 1).

Raspodela urana u sivim psefitima je logaritamska, sa parametrima raspodele $M = 3,8 < \bar{x} = 5.96 < Mx = 6,3$ μg/g urana, na intervalu varijacija koncentracija od 1,4 do 146 μg/g urana.

Srednji sadržaj urana u sivim psefitima ležišta od 5,96 μg/g je manji od polovine vrednosti srednjeg sadržaja urana u sivim psamitima, što označava veliku geohemijsku razliku između sivih psamita i psefita ležišta Žirovski vrh. Srednji sadržaj urana predstavlja parcijalni lokalni geohemijski fon urana (5,96 μg/g) u sivim psefitima ležišta Žirovski vrh.

Razlika u srednjem sadržaju urana između sivih psamita i psefita je posledica relativno velikih razlika u formi geohemijske raspodele urana (formi krive gustine), odnosno u formi reljefa geohemijskog polja (koje je predstavljeno samo dvojnim histogramom). Kompaktna i približno lognormalno raspoređena parcijalna populacija urana geohemijskog šuma (sl. 1, pod b) razli-

kuje se od odgovarajuće populacije u sivim psamitima (sl. 1, pod a) i to već dovodi do znatnog osiromašenja u uranu. Kada se tome doda relativno mali (i siromašan) logaritamski rep u sivim psefitima, osiromašenje osnovne populacije urana u njima mora biti veliko u odnosu na osnovnu populaciju urana u sivim psamitima. Najbogatija proba u uranu u sivim psefitima je mnogo siromašnija od najbogatijih proba u njima, a u ukupnoj masi urana učestvuje sa 20,41 %.

Parcijalni koeficijent koncentracije Klarka za sive psefite ležišta urana Žirovski vrh iznosi (u tri kombinacije):

Kc = 5,96/2,5 = 2,384 — u odnosu na klark za zemljinu koru (V i n o g r a d o v, 1962),

Kc = 5,96/3,2 = 1,863 — u odnosu na klark urana za sedimentne stene zemljine kore (V i n o g r a d o v, 1962),

Kc — 5,96/2,0 = 2,980 — u odnosu na klark urana za sedimentni sloj kontinentalne kore (R o n o v et J a r o š e v s k i j, 1976).

Stepen akumulacije urana u sivim psefitima ležišta Žirovski vrh se kreće od 1,9 do 3 puta, što ukazuje na smanjenu geohemijsku specijalizaciju sivih psefita u odnosu na psamite ležišta.

Reliktni deo populacije urana u sivim psefitima ležišta Žirovski vrh je kompaktan i približno lognormalno raspoređen (sl. 3, pod a), a srednji sadržaj predstavlja geohemijski šum urana u ovim stenama (5,96 μg/g).

Odvajanje reliktnog dela populacije urana od geohemijskih anomalija izvodimo u tri kombinacije (tabela 3).

U prvoj kombinaciji logaritamski rep se odvaja na vrednosti praga geohemijskih anomalija od 22,3 μg/g U (tabela 3), a to znači da se odvaja samo najbogatija proba (sl. 3, pod a i b). Reliktna populacija geohemijskog šuma urana u sivim psefitima ležišta sadrži 99,17 % od mase stene sa 79,59 % od mase urana, a srednji sadržaj iznosi 4,78 μg/g urana (geohemijski šum). Anomalna proba koja se odvaja sadrži 0,83 % mase stene sa 20,41 % mase urana, sa srednjim sadržajem urana od 146 μg/g. Ovaj slučaj ima maksimalnu polarizaciju od svih kombinacija odsecanja logaritamskog repa (u ovom radu).

Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana za sive psefite ležišta urana Žirovski vrh iznosi:

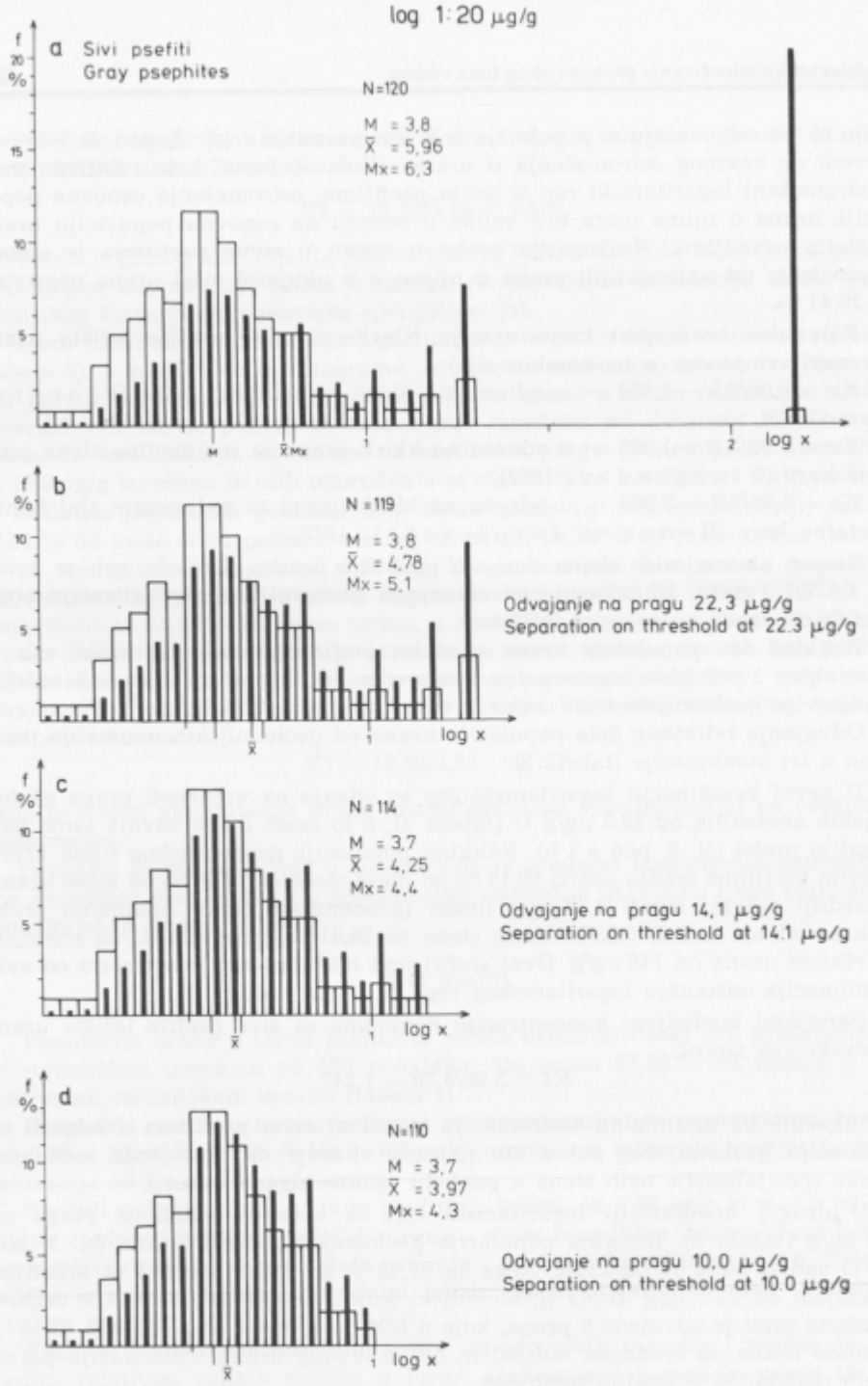
$$Kf = 5,96/4,78 = 1,247.$$

On ukazuje na minimalnu akumulaciju urana u sivim psefitima u odnosu na populaciju geohemijskog šuma, što nejasno ukazuje na postojanje metalogenetske specijalizacije ovih stena u pogledu njihove uranonosnosti.

U drugoj kombinaciji logaritamski rep se kida na vrednost praga od 14,1 μg/g (tabela 3). Reliktna populacija geohemijskog šuma urana (sl. 3, pod a i c) sadrži 95,00 % od mase stene sa 67,70 % od mase urana i sa srednjim sadržajem od 4,25 μg/g urana (geohemijski šum u ovoj kombinaicji). U logaritamskom repu je odvojeno 6 proba, koje u 5,00 % od mase stene sadrže 32,30 % od mase urana, sa srednjim sadržajem od 38,50 μg/g urana. Polarizacija parcijalnih populacija je znatno smanjena.

Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana sada iznosi:

$$Kf = 5,96/4,25 = 1,402.$$



Sl. 3. Dvojni histogrami odvajanja parcijalne populacije geohemijskog šuma (na vrednosti praga geohemijskih anomalija)

Fig. 3. The dual histograms of the separation of the partial populations of geochemical noise (on threshold the values of geochemical anomalies)

Tabela 3. Efekti odvajanja logaritamskog repa na različitim vrednostima praga geohemijskih anomalija u sivim psefitima ležišta urana Žirovski vrh

Prag geohemijskih anomalija μg/g	Reliktna populacija (geohemijski šum) N	f(x) %	$f_{\chi}(x)$ %	$\bar{x}$ μg/g	Anomalna populacija (logaritamski rep) N	f(x) %	$f_{\chi}(x)$ %	$\bar{x}$ μg/g
22,3	119	99,17	79,59	4,78	1	0,83	20,41	146,00
14,1	114	95,00	67,70	4,25	6	5,00	32,30	38,50
10,0	110	91,67	61,10	3,97	10	8,33	38,90	27,82

Ova vrednost nejasno ukazuje na izvesnu metalogenetsku specijalizaciju sivih psefita ležišta Žirovski vrh u pogledu uranonosnosti.

U trećoj kombinaciji logaritamski rep se kida na pragu 10,0 μg/g (sl. 3, pod a i d), a mesto kidanja je sam početak logaritamskog repa. Ovaj slučaj po prirodi odgovara najverovatnijem mestu odvajanja logaritamskog repa od kompaktnog dela populacije.

Kompaktna i lognormalno raspoređena reliktna populacija urana u sivim psefitima ležišta sadrži 91,67 % od mase stena u kojoj se nalazi 61,10 % od mase urana, sa srednjim sadržajem od 3,97 μg/g urana (geohemijski šum u ovoj kombinaciji). U logaritamskom repu se odvajaju 10 proba, koje u masi stene učestvuju sa 8,33 %, a u masi urana sa 38,90 % i sa srednjim sadržajem od 27,82 μg/g urana. U ovom slučaju minimalna polarizacija je najprirodnije stanje pri odvajanju logaritamskog repa.

Parcijalni koeficijent koncentracije Fersmana sada iznosi:

$$Kf = 5,96/3,97 = 1,501.$$

On ukazuje na izvesnu metalogenetsku specijalizaciju sa aspekta akumulacije urana u sivim psefitima kao sopstvenoj geohemijskoj sredini.

Sivi klastični sedimenti

Osnovna populacija urana u sivim klastičnim sedimentima ležišta urana Žirovski vrh predstavljena je statističkim uzorkom od 312 podataka (proba). Pored proba is sivih psamita i psefita, uvrštene su i probe (12) iz sivih alevrolita.

Raspodela urana je logaritamska, sa parametrima raspodele $M = 4,4 < \bar{x} = 10,20 < Mx = 22,5$ μg/g urana, na intervalu varijacija koncentracija od 0,9 do 472 μg/g urana, nasleđenim iz sivih peščara.

Srednji sadržaj urana (10,2 μg/g) predstavlja vrednost lokalnog geohemijskog fona urana za širi prostor ležišta Žirovski vrh (površine oko 3 km²).

Ostaje pitanje da li je ova vrednost (10,2 μg/g) stvarni srednji sadržaj urana za volumen rudišta Žirovski vrh pod površinom od oko 3 km². Već smo ranije napomenuli da na Žirovskom vrhu nije bilo sistematskog litogeohemijskog uzorkovanja, a ova ocena srednjeg sadržaja bazira se na podacima koji nisu sistematski prikupljeni da bi mogli nedvosmiselno da predstave kompleks stena i

orudnjenja ležišta Žirovski vrh. Bilo bi korisno učiniti napore da se prevaziđe ova situacija, što znači da se pristupi sistematskom geohemijskom ispitivanju šireg prostora ležišta.

Koeficijent koncentracije Klarka za sve klastične sedimente ležišta urana Žirovski vrh je sledeći (u tri kombinacije):

Kc = 10,2/2,5 = 4,080 — u odnosu na klark urana za zemljinu koru (V i n o g r a d o v, 1962),

Kc = 10,2/3,2 = 3,188 — u odnosu na klark urana za sedimentne stene zemljine kore (V i n o g r a d o v, 1962),

Kc = 10,2/2,0 = 5,1 — u odnosu na klark urana za sedimentni sloj kontinentalne kore (R o n o v et J a r o š e v s k i j, 1976).

Stepen akumulacije urana u sivim klastičnim sedimentima ležišta Žirovski vrh u odnosu na pomenute vrednosti klarka urana, kreće se od 3,2 do 5,1 puta, što izražava stepen geohemijske specijalizacije ovih stena u pogledu uranonosnosti.

Odvajanja reliktnog dela populacije urana od geohemijskih anomalija takođe izvodimo u tri kombinacije (tabela 4).

U prvoj kombinaciji obavlja se odvajanje logaritamskog repa na vrednosti 22,3 μg/g, što je slučajno blisko vrednosti medijane urana (Mx = 22,5 μg/g — tabela 1). Logaritamski rep se kida na mestu njegovog prirodnog istanjenja, slično kao i u sivim psamitima (sl. 2, pod a i b; sl. 4, pod a i b). Reliktna populacija sadrži 94,23 % od mase sivih klastičnih sedimenata, u kojoj se nalazi 48,98 % od mase urana, sa srednjim sadržajem 5,30 μg/g urana (geohemijski šum). Anomalne populacije logaritamskog repa sadrže samo 5,77 % od mase stene, u kojoj se nalazi 51,02 % od mase urana sa srednjim sadržajem od 90,23 μg/g urana. Polarizacija ovih parcijalnih populacija je veoma visoka, što pogoduje stvarnom odvajanju geohemijskih anomalija urana koje ukazuju na prisutnost njegovog orudnjenja (rudnih tela urana).

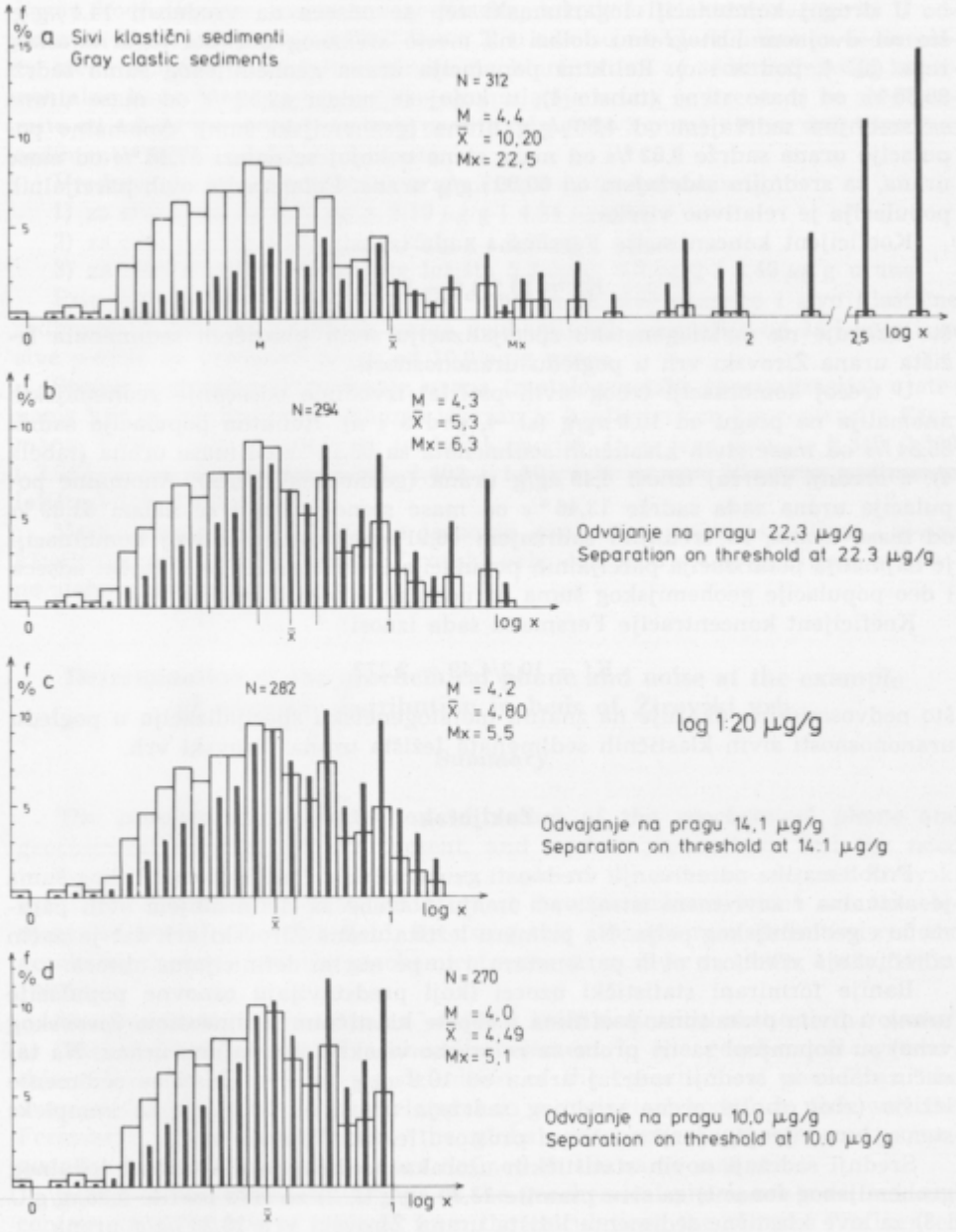
Koeficijent koncentracije Fersmana za sve klastične sedimente ležišta urana Žirovski vrh iznosi:

$$Kf = 10,2/5,3 = 1,925.$$

Ova vrednost ukazuje da u sivim klastičnim sedimentima postoje uslovi akumulacije urana, što u pogledu uranonosnosti predstavlja njihovu metalogenetsku specijalizaciju.

Tabela 4. Efekti odvajanja logaritamskog repa na različitim vrednostima praga geohemijskih anomalija u sivim klastičnim sedimentima ležišta urana Žirovski vrh

Prag geohemijskih anomalija μg/g	Reliktna populacija (geohemijski šum)				Anomalna populacija (logaritamski rep)			
	N	f(x) %	f_x(x) %	$\bar{x}$ μg/g	N	f(x) %	f_x(x) %	$\bar{x}$ μg/g
22,3	294	94,23	48,98	5,30	18	5,77	51,02	90,23
14,1	282	90,38	42,52	4,80	30	9,62	57,48	60,99
10,0	270	86,54	38,11	4,49	42	13,46	61,89	46,91



Sl. 4. Dvojni histogrami odvajanja parcijalne populacije geohemijskog šuma (na vrednosti praga geohemijskih anomalija)

Fig. 4. The dual histograms of the separation of the partial populations of geochemical noise (on threshold the values of geochemical anomalies)

U drugoj kombinaciji logaritamski rep se odseca na vrednosti 14,1 μg/g, što na dvojnom histogramu dolazi na mesto stvarnog početka logaritamskog repa (sl. 4, pod a i c). Reliktna populacija urana geohemijskog šuma sadrži 90,38 % od mase stene (tabela 4), u kojoj se nalazi 42,52 % od mase urana sa srednjim sadržajem od 4,80 μg/g urana (geohemijski šum). Anomalne populacije urana sadrže 9,62 % od mase stene u kojoj se nalazi 57,48 % od mase urana, sa srednjim sadržajem od 60,99 μg/g urana. Polarizacija ovih parcijalnih populacija je relativno visoka.

Koeficijent koncentracije Fersmana sada iznosi:

$$Kf = 10,2/4,8 = 2,125,$$

što ukazuje na metalogenetsku specijalizaciju sivih klastičnih sedimenata ležišta urana Žirovski vrh u pogledu uranonosnosti.

U trećoj kombinaciji (zbog sivih psefita) izvodimo odsecanje geohemijskih anomalija na pragu od 10,0 μg/g (sl. 4, pod a i d). Reliktna populacija sadrži 86,54 % od mase sivih klastičnih sedimenata sa 38,11 % od mase urana (tabela 4), a srednji sadržaj iznosi 4,49 μg/g urana (geohemijski šum). Anomalne populacije urana sada sadrže 13,46 % od mase stene u kojoj se nalazi 61,89 % od mase urana, sa srednjim sadržajem 46,91 μg/g urana. U ovoj kombinaciji je najmanja polarizacija parcijalnih populacija iz razloga što se veštački odseca i deo populacije geohemijskog šuma uz populacije logaritamskog repa.

Koeficijent koncentracije Fersmana sada iznosi:

$$Kf = 10,2/4,49 = 2,272,$$

što nedvosmiselno ukazuje na znatnu metalogenetsku specijalizaciju u pogledu uranonosnosti sivih klastičnih sedimenata ležišta urana Žirovski vrh.

Zaključak

Problematika određivanja vrednosti geohemijskog fona i geohemijskog šuma je aktualna i savremeni istraživači imaju potrebe za definisanjem ovih parametara geohemijskog polja. Na primeru ležišta urana Žirovski vrh dat je način određivanja vrednosti ovih parametara, i to po novim definicijama autora.

Ranije formirani statistički uzorci (koji predstavljaju osnovne populacije urana u fivim psamitima, psefitima i uopšte klastičnim sedimentima Žirovskog vrha) su dopunjeni sa tri probe sa relativno visokim sadržajima urana. Na taj način dobio se srednji sadržaj urana od 10,2 μg/g za sive klastične sedimente ležišta (zbog ranije ocene srednjeg sadržaja urana od 10,2 μg/g za kompleks stena i urudnjenja urana na širem prostoru ležišta Žirovski vrh).

Srednji sadržaji novih statističkih uzoraka predstavljaju vrednost lokalnog geohemijskog fona: 1) za sive psamite 13,39 μg/g U, 2) za sive psefite 5,96μg/g U i 3) za sive klastične sedimente ležišta urana Žirovski vrh 10,20 μg/g urana.

Odvajanje anomalnih populacija urana logaritamskog repa od reliktnih populacija geohemijskog šuma je izvedeno u tri kombinacije vrednosti praga geohemijskih anomalija: 22,3 μg/g, 14,1 μg/g i 10,0 μg/g urana (u statističkoj razmeri »log 1 : 20« μg/g).

Stepen geohemijske akumulacije urana (geohemijska specijalizacija) je is-

kazan koeficijentom koncentracije Klarka, takođe u tri kombinacije: 1) u odnosu na klark urana za zemljinu koru, 2) u odnosu na klark urana za sedimentne stene zemljine kore i 3) u odnosu na klark urana za sedimentni sloj kontinentalne kore. Stepen geohemijske akumulacije urana se kreće: 1) za sive psamite od 4,2 do 6,7 puta, 2) za sive psefite od 1,9 do 3 puta) i 3) za sive klastične sedimente ležišta od 3,2 do 5,1 puta.

Vrednost geohemijskog šuma urana iznosi (u tri kombinacije):

1) za sive psamite 5,71 μg/g, 5,19 μg/g i 4,84 μg/g U,
2) za sive psefite 4,78 μg/g, 4,25μg/g i 3,97μg/g urana i
3) za sive klastične sedimente ležišta 5,3 μg/g, 4,8 μg/g i 4,49 μg/g urana.

Prirodno odvajanje logaritamskog repa je za sive psamite i sive klastične sedimente ležišta na vrednosti praga geohemijskih anomalija od 14,1 μg/g i za sive psefite na vrednosti praga od 10,0 μg/g urana.

Stepen sopstvene akumulacije urana (metalogenetska specijalizacija) u stenama kao geohemijskim sredinama iskazan je koeficijentom koncentracije Fersmana, a ova vrednost iznosi (u tri kombinacije): 1) za sive psamite 2,345, 2,580 i 2,767, 2) za sive psefite 1,247, 1,402 i 1,501 i 3) za sive klastične sedimente ležišta 1,925, 2,125 i 2,272.

Metalogenetska specijalizacija jasno je izražena u sivim psamitima i sivim klastičnim sedimentima ležišta Žirovski vrh, dok je u sivim psefitima relativno slabo izražena.

Determination of the geochemical phone and noise at the example of uranium distribution in beds of Žirovski vrh

Summary

The problem of determination of values of the geochemical phone and geochemical noise is always present, and modern researchers feel the need to define these parameters. At the example of the uranium deposit Žirovski vrh were determined the values of these two parameters which are the elements of the geochemical field, by using this author's new definitions of the geochemical phone and the geochemical noise (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b).

Starting from the F e r s m a n ' s (1953, 1958) definition of the term "clarke" as "the average content of a chemical element in the geochemical system", this author has given his own definition of the "geochemical phone" as "the average content of a chemical element in a geological body". In this way the Fersman's "clarke" represents "the global geochemical phone", and consequently, these two parameters are defined in the same manner.

However, the recent definitions of the geochemical phone are modified, and contain an obligation to exclude from the calculations the samples "influenced by the ore-forming processes". With that it is not taken into account that this "influence by the ore-forming processes" is essential from the aspect of mineral exploration. In that way the geochemical phone cannot be estimated in the areas of mineral deposits ,which restricts seriously the efficiency of geochemical investigations in mineral exploration.

The introduction of dual histograms into geochemical investigations (O m a l j e v , 1978, 1982d) enabled the separation of the individual partial populations of chemical elements, the relict (syngenetic) and the newly formed (epigenetic) ones. The hewly formed populations are located in the logarithmic tail (O m a l j e v , 1979, 1982e), and they represent "geochemical anomalies", including also the deposit. By the operation of separation of the logarithmic tail from the relict (syngenetic) partial population we actually separate the mineral deposit (geochemical anomalies) from the rocks surrounding the deposit in question.

The average content of the syngenetic part of the population of the examined element is called the "geochemical nose" of that element.

As the measure of accumulation of a chemical element in the rocks serves the concentration coefficient of clarke (in relation to the clarke of the examined element), and as the measure of the proper accumulation serves the concentration coefficient of the fersman (O m a l j e v , 1982b, 1982c, 1983a, 1983b).

To the earlier formed statistical samples of gray clastic sediments at Žirovski vrh (O m a l j e v , 1979, 1982e) three specimens with increased uranium content were added to obtain the average uranium content of 10.2 μg/g (equal to the earlier estimate of the average concentration of uranum in the Žirovski vrh ore deposit — O m a l j e v , 1982a).

The average uranium contents in the new statistical samples represent the values of the local geochemical phone for 1) the gray psammites 13.39 μg/g U, 2) gray psephites 5.96 μg/g U, and 3) gray clastic sedimentary rocks of the Žirovski vrh ore deposit 10.20 μg/g U.

The degree of geochemical accumulation (specialization) of uranium in relation to the clarke of uranium for the Earth's crust. i. e. the sedimentary of rocks the Earth's crust is: 1) for gray psammites 4.2 to 6.7 times, 2) for gray psephites 1.9 to 3 times, and 3) for gray clastic sediments of Žirovski vrh ore deposit 3.2 to 5.1 times.

Separation of the anomalous uranium population (in the logarithmical tail) from the relict populations of the geochemical noise was conducted in three combinations, at the treshold values of geochemical anomalies of 22.3 μg/g, at 14.1 μg/g, and at 10.0 μg/g of uranium (on the logarithmical statistical scale "log 1 : 20" μg/g). The above separations are shown in Tables 2, 3 and 4.

The logarithmical tail is separated in the natural way at the value 14.1 μg/g for gray psammites and gray clastic sedimentary rocks, and at the value 10.0 μg/g for the gray psephites of the Žirovski vrh ore deposit. In that case, the values of the geochemical phone are: 1) 5.19 μg/g U for gray psammites, 2) 3.97 μg/g U for gray psephites, and 3) 4,80 μg/g U for the gray clastic sedimentary rocks of the ore deposit.

The degree of the proper accumulation (metallogenetic specialization) of uranium based on the concentration coefficient of fersman for the natural separation of the logarithmical tail is: 1) 2.580 for gray psammites, 2) 1.501 for gray psephites, and 3) 2.125 for gray clastic sedimentary rocks of the Žirovski vrh ore deposit.

Literatura

Beus, A. A. & Grigorjan, S. V. 1975, Geohimičeskie metodi poiskov i razvedki mestoroždenij tverdih poleznih iskopaemih. Izd. »Nedra«, Moskva.

Fersman, A. E. 1953, Izbrannie trudi, tom II. AN SSSR, Moskva.

Fersman, A. E. 1958, Izbrannie trudi, tom IV. AN SSSR, Moskva.

Geologičeskij slovar 1978, tom 2. Izd. »Nedra«, Moskva, 1978.

Omaljev, V. 1978, Teorijska osnova nove metodologije ispitivanja rasporeda korisnih komponenti u prirodnoj sredini. Radovi Geoinstituta, *12*, Beograd.

Omaljev, V. 1979, Raspodela urana, torijuma i kalijuma u gredenskim slojevima Žirovskog vrha. Radovi Geoinstituta, *13*, Beograd.

Omaljev, V. 1982a, Metalogenetske karakteristike uranskog rudišta Žirovski vrh, Geoinstitut, posebna izdaja. 7, Beograd.

Omaljev, V. 1982b, Prilog definisanju geohemijskog polja, fona i šuma (fersmana) na primeru raspodele bakra u ofiolitima Puste Tušimlje. Zapisnici Srp. geol. društva za 1981. godinu, Beograd.

Omaljev, V. 1982c, Prilog definisanju geohemijskog polja, fona i šuma (fersmana) na primeru raspodele cinka i olova u ofiolitima Puste Tušimlje. Zbornik radova, X jubilarni kongres geologa Jugoslavije, knjiga II, Budva.

Omaljev, V. 1982d, Characteristics of the distribution of the geological random variable. Rudarsko-metalurški zbornik, *29*, 2—3, Ljubljana.

Omaljev, V. 1982e, Raspodela U, Th i K u alevrolitima, psamitima i psefitima Žirovskog vrha. Geologija, *25*/2, Ljubljana.

Omaljev, V. 1983a, Povodom 100. godišnjice rođenja A. E. Fersmana i 120. godišnjice rođenja V. I. Vernadskog — predlog novih termina u geohemiji i biogeohemiji. Radovi Geoinstituta, *16*, Beograd.

Omaljev, V. 1983b, Predlog novih pojmova i termina u geohemiji. Tehnika, RGM *5*, Beograd.

Omaljev, V. 1984, Theorems and laws defining distribution of geological random variable. Referat na 27. Međunarodnom geološkom kongresu u Moskvi.

Pirc, S. 1977, Uran v kamninah, vodah in muljih na območju Posavskih gub v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, *4*, Ljubljana.

Ronov, A. B. & Jaroševskij, A. A. 1976, Novaja modelj himičeskogo strojenija zemnoj kori. Geohimija, *12*, Moskva.

Vinogradov, A P. 1962, Srednie soderžanie himičeskih elementov v glavnih tipah izverženih gornih porod zemnoj kori. Geohimija, 7, Moskva.

Vojtkevič, G. V., Mirošnikov, A. E., Povarennih, A. S. & Prohorov, A. S. 1977, Kratkij spravočnik po geohimii (2. izd.). Izd. »Nedra«, Moskva.

GEOLOGIJA 28/29, 293—317 (1985/86), Ljubljana

UDK 553.93.94.96:551.78(497.12)=863

Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov

Light reflectance of some Slovenian coals

Milan Hamrla
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Slovenska premogišča smo nanizali v 13 pasov ter jih ustrezno poimenovali. Merjeni parameter srednje povprečne optične odsevnosti huminitno-vitrinitnih maceralij na 34 priložnostnih vzorcih premogov omogoča njihovo preliminarno rangiranje. Večina teh premogov pripada različkom rjavega premoga prevladujočega nižjega ranga in spodnjim vrstam skupine črnega premoga. Višjemu rangu pripadata samo dva.

Razmerje merjenih odsevnosti in absolutne starosti preiskanih premogov je v splošnem linearno, pri čemer izstopajo anomalno zreli premogi. Diagram razmerja odsevnosti do ocenjene največje debeline prekritja nakazuje izpremenljive paleogeotermične gradiente. Rang premogov, ki je funkcija temperature in časa, je pod določenimi pogoji uporaben tudi v stratigrafske svrhe. Anomalno visoko zrelost nekaterih premogov tolmačimo z lokalnimi termičnimi vplivi rupelskega andezitnega vulkanizma.

Ugotovljeni rang premogov je tudi uporaben za preliminarno oceno naftnega in plinskega potenciala sedimentov, ki te premoge vsebujejo.

Abstract

Coal deposits and occurrences of Slovenia have been arranged into 13 belts and adequately named. Mean random light reflectance measurements on huminite-vitrinite macerals of 34 occasional coal samples made possible their preliminary ranging by rank. The majority of coals occupy the reflectance intervals of lower lignitous and hypobituminous ranks. Two coals only are of higher rank.

The measured reflectance and absolute age are positively related in general, with anomalous ranks standing out. The graph of reflectance versus estimated maximal depth of burial indicates variable paleogeothermic gradients. The coal rank — a function of temperature and time — could be conditionally used for stratigraphic purposes. The anomalous rank of some coals can be explained by local thermal effects of the Rupelian andesitic volcanism.

The established coal ranks may be also applicable to preliminary assessment of hydrocarbon potential of the coal-bearing sediments.

Uvod

Evolucija organske snovi v sedimentih je zvezen ireverzibilen proces, ki obstoji iz vrste kemičnih in fizikalnih pretvorb njenih komponent. Pri premogu ga imenujemo oglenitev, končni produkt pa je enotna, grafitu slična substanca. Doseženi stadij pretvorbe imenujemo zrelostno stopnjo ali rang, definiramo pa ga s kemičnimi ali fizikalnimi parametri.

V tem članku so navedene okvirne vrednosti ranga za nekaj slovenskih premogov, in sicer na osnovi kvantitativnega merjenja optične odsevnosti na poliranih preparatih. Preliminarni rezultati podajajo velikostni red srednje povprečne optične odsevnosti, raziskava pa zajema za zdaj le 34 priložnostnih vzorcev premogov iz raznih premogišč, ne glede na njihovo pomembnost, ter tri primerjalne vzorce. V začetku povzamemo značilnosti premogov in njihove razdelitve.

Slovenski premogi so kot kamenine le malo obdelani. Njihovo absolutno in relativno rangiranje po zrelosti se povezuje ne samo z vprašanji njihove klasifikacije, ampak tudi okolja, v katerem so nastajali: stratigrafije, faciesa, paleogeotermije, naftogenega potenciala in drugega. Podatki o odsevnosti, ki je objektiven pokazatelj zrelosti, tu lahko koristijo, zlasti še kadar bo raziskava ustrezno razširjena in dopolnjena.

Avtor se zahvaljuje prof. dr. Matiji Droveniku in prof. dr. Valeriji Osterc za dovoljenje in prijaznost pri delu z optičnimi instrumenti na Odseku za geologijo FNT Univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani, kjer je opravil del meritev.

Premogi na Slovenskem

Premogišča najdemo v vseh geotektonskih enotah Slovenije. Nekatera so ekonomsko pomembna in jih grade debeli sloji premoga, druga so manj pomembna, veliko pa je nepomembnih ter jih sestavljajo le tanki sloji, pole in žile premoga. Najstarejši premogi so zgornjetriasni, najmlajši pliocenski. Večina je vezanih na terciarne plasti. Facies premogišč se menjava od telmatskega do brakično-morskega. Po geografskem okolju so limnično-paludalna, pa tudi paralično-lagunalna. Za marsikatero premogišče stratigrafski položaj še ni dokončno dognan. Premogi pripadajo skoro v celoti humusnemu tipu. Sapropelske komponente poznamo le v nekaterih staroterciarnih premogih.

Geografski položaj važnejših premogišč je razviden iz slike 1. Za tiste, ki jih tu obravnavamo, so v karti vpisane srednje povprečne odsevnosti vitrinita. Tako po geografskih kot tudi geoloških vidikih jih lahko nanizamo v pasove. Razdelimo in poimenujemo jih takole:

Sl. 1. Geografski položaj premogišč v SR Sloveniji
Fig. 1. Geographic position of coal deposits and occurrences in SR Slovenia
Premogovni pasovi — Coal belts:
1 Koroški pas — Carinthia belt, *2* Ptujski pas — Ptuj belt, *3* Zreški okoliš — Zreče area, *4* Konjiški pas — Konjice belt, *5* Celjski pas — Celje belt, *6* Laški pas — Laško belt, *7* Senovški pas — Senovo belt, *8* Krški pas — Krško belt, *9* Ljubljanski pas — Ljubljana belt, *10* Bloški pas — Bloke belt, *11* Primorski pas — Littoral belt, *12* Istrski pas — Istria belt, *13* Kočevski pas — Kočevje belt


A V S T R I J A
MADŽARSKA
Drava
Mura
MARIBOR
Lendava
Ptuj
Drava
JULIJSKE ALPE
Jesenice
Savinja
Kranj
Celje
ITALIJA
LJUBLJANA
Sava
N Gorica
Ljubljanica
Krka
Novo mesto
TRST
TRIESTE
Kočevje
Črnomelj
Kolpa
RIJEKA
I S T R A
0 10 20 30 40 50 km
Premogovni pas - Coal belt
Tonalit - Tonalite
Andezit - Andesite
Glavni prelomi NE Slovenije
Principal faults of NE Slovenia
Premogišča in merjena R_0 odsevnost
Coal deposits and measured R_0 reflectance
Mlajši terciar - Younger Tertiary
Starejši terciar - Older Tertiary
Zgornja kreda - Upper Cretaceous
Trias - Triassic
Jura - Jurassic

Koroški pas obsega mladoterciarna premogišča ob severnem vznožju severnih Karavank (Holmec, Mežica, Leše, Šteharnik, Sela, Stari trg).

Ptujski pas obsega zgornjemiocenska premogišča med Konjicami in Lendavo (Malahorna, Stanovsko, Jurovec, Podlož, Zabovci, Podgorci, Ključarovci, Presika, Murski gozd).

Zreški okoliš je ozek prostor, ki vsebuje v plasteh med zgornjo kredo in helvetom več premogovnih horizontov (sloj »pucka«, straniški sloj, Rugljev sloj, Osredkov sloj, Edvardov sloj, radanski sloj, zgornji radanski sloj).

Konjiški pas obsega premogišča talnega tipa med Okonino in Makolami (Poljane, Rečica, Št. Bric, Klanec, Soteska, Črešnjica, Žiče, Konjiška gora, Tolsti vrh, Zbelovo, Ljubečna, Podboč, Hrastovec, Šega pri Makolah). V ta pas se vključuje na zahodu še Lepena nad Jesenicami, priključimo pa mu tudi Velenje.

Celjski pas obsega oligocenska premogišča med Bohinjsko Bistrico, Motnikom in Rogatcem (Bohinjska Bistrica, Motnik, Zabukovica, Liboje, Pečovnik, Štore, Tratna, Sv. Križ pri Rogaški Slatini).

Laškemu pasu prištevamo vrsto premogišč v plasteh oligocena (Moravče, Zagorje, Trbovlje, Hrastnik, Dol, Laško, Trobni dol, Pojerje, Roginska gorca). Sem prištevamo na zahodu še Medvode.

Senovški pas med Mirno in Podsredo vključuje oligocenske in na zahodu tudi mlajše premoge (Gorenja vas, Krmelj, Kališovec, Srebotno, Senovo, Koprivnica, Slatna, Podgorje, Kozje, Lesično, Šentvid).

Krški pas obsega pliocenska premogišča okoliša Krškega polja (Globoko, Bučka, Otočec).

Ljubljanski pas obsega karnijska premogišča antracitov (Ligojna, Drenov grič, Orle, Velike Lašče).

Bloški pas obsega nekaj pojavov premoga v obliki tankih slojev, pol in vključkov v apnencih spodnje jure (Metulje — 4 km SE od Nove vasi, Retje, Kuželj ob Kolpi).

Primorski pas obsega zgornjekredna premogišča liburnijske serije vzhodno od Trsta (Bazovica, Lipica, Gaberk, Košana, Kal, Vremski Britof, Zavrhek, Neverke, Rodik, Kozina).

Istrskemu pasu pripada v Sloveniji le oceansko premogišče Sečovlje. Analogna premogišča tega pasu se nadaljujejo v Istro (Buzet, Karojba, Pazin, Pičan, Podlabin, Raša).

Kočevskemu pasu prištevamo izolirana mlada premogišča južne Slovenije (Ilirska Bistrica, Kočevje, Kanižarica, Griblje).

Evolucija kavstobiolitov

Kavstobioliti so gorljive litološke sestavine organskega porekla, trdne in fluidne, ki so nastale v teku geoloških procesov. To so premogi in nafta ter njihovi derivati.

Zrelost, sestav in razdelitev premogov

Kamenina premog je opredeljena s tipom, ki odraža genetske značilnosti organske snovi, in z njeno zrelostno stopnjo. Tip premoga določajo jasno definirane sestavine, imenovane maceralije (ICCP, 1957). Pod zrelostno stop-

njo ali rangom pa razumemo trenutno stanje v evoluciji kemično-konstitucijske zgradbe organske snovi. Koncept ireverzibilnega pretvorbenega zaporedja je osnovna postavka vsega študija fosilne organske snovi, parameter dosežene stopnje v pretvrbenem procesu pa temeljna karakteristika. Od sestave in ranga je odvisna tudi uporabnost.

Proces, pri katerem se nakopičeni rastlinski material izpreminja v premog pri več ali manj popolni odsotnosti kisika, imenujemo oglenitev. Ločimo začetno fazo diageneze ter poznejšo fazo metamorfoze, imenovano tudi geotermična faza ali katageneza. Prva obsega biokemični razkroj, druga pa je pogojena z vplivi povišane temperature in tlaka. Ugotovljeno je, da je za potek oglenitve važna predvsem temperatura, kateri je bila organska snov v teku časa podvržena. Označuje jo bogatenje z ogljikom ter siromašenje s kisikom, vodikom, vsebnostjo hlapnih snovi in vodo. Pri tem se odcepljajo voda, dušik, žveplovodik, ogljikov dvokis in metan. Količina odcepljenih plinov je znatna; samo metana se sprosti preko 200 Nm^3 na tono premoga (Bartenstein et Teichmüller, 1974). Fizikalno-strukturne spremembe zadevajo toplotno vrednost, poroznost, propustnost, trdoto in trdnost ter optične lastnosti. Spremembe v kemizmu in fizikalnih lastnostih so posledica pregrupacij v molekularni zgradbi primarnih bioloških sestavin.

Za termogenetsko evolucijo premoga je važna največja globina, v katero so bile premogonosne plasti pogreznjene. Z globino narašča temperatura in tej ustrezno rang; gradient ranga je odvisen od temperaturnega gradienta ter toplotne prevodnosti kamenin. Znano je Hiltovo pravilo, po katerem količina hlapnih snovi v premogu z globino pada. Schürmannovo pravilo pa se nanaša na manjšanje vsebnosti vlage v premogu z globino; pri tem je odločilen tlak, normalni gradient pa znaša okrog 4 %/100 m. Potek oglenitve premoga je torej odvisen od njegove geološke zgodovine. Premog bo toliko bolj zrel, kolikor globlje so bile pogreznjene premogonosne plasti, kolikor višji so bili temperaturni gradienti okolja in kolikor daljši čas je bil izpostavljen določeni temperaturi. Med rangom in paleotemperaturami pa ni neke univerzalne relacije, saj je določeni rang lahko posledica različne termične preteklosti. Premog torej ni izrazit paleotermometer. Po Arheniusovi enačbi kemične kinetike je vpliv časa na potek reakcije linearen, vpliv temperature pa eksponencialen. Pri poizkusih računskega vrednotenja teh relacij je težava v tem, da zgodovine grezanja premogišč in izpreminjanja temperaturnih gradientov običajno ne poznamo dovolj (Karweil, 1955; Buntebarth, 1979, 1980; Alpern, 1980; Robert, 1980, 1985).

Vpliv časa je toliko večji, kolikor je temperatura višja, oba pa se medsebojno lahko kompenzirata. Pri nizki temperaturi še tako visoka geološka starost ne more povečati ranga premoga. Znani so ruski spodnjekarbonski ligniti.

Vpliv tlaka, statičnega in dinamičnega, za spremembe v kemizmu ni pomemben. Pač pa sta od tlaka odvisna predvsem poroznost in anizotropija premoga. Premogi z malo vlage pri nizkem rangu kažejo na zgodnje tlačne vplive, visoko zreli premogi z obilo vlage ter slabo anizotropijo pa na odsotnost tlaka.

Lastnosti premogov so odvisne od petrografske sestave. Znano je, da sestavine — maceralije — pripadajo trem osnovnim maceralnim skupinam (vitrinit, intertinit, eksinit), ki so različnega botaničnega porekla, imajo različne ke-

mične in tehnološke lastnosti ter se pri procesu oglenitve različno vedejo (ICCP, 1957; Stach et al., 1975; Alperen, 1980). Vitrinit oziroma pri mladih premogih huminit je temeljna, najbolj enotna maceralna skupina, katere različki in tipi so nastali iz lignita in celuloze. Pretvorba tega materiala v huminite se prične že v biokemični fazi ter je fizikalno-koloidalen proces, ko organska snov preko mehkega, plastičnega stadija prehaja v gele. Ulminit, gelinit in pri zrelejših premogih kolinit imajo obliko temnih, sijajnih pasov in tudi sicer prepajajo organsko tkivo. Rastlinska struktura je pri tekstinitu oziroma telinitu še več ali manj izrazita in ohranjena. Z rastočo zrelostjo so razlike med lastnostmi maceralij vedno manjše, premog postaja vedno bolj enoten in v končnem stadiju sličen grafitu (Teichmüller, 1962; Stach et al., 1975).

Delitev premogov na rjave in črne ter antracite že kvalitativno grobo označuje zrelostno stopnjo. Šote ne štejemo med premoge. Z enostavnimi kemično-fizikalnimi kriteriji za ločevanje črnih od rjavih, kot so npr. test KOH za dokaz prisotnosti huminskih kislin, ligninska reakcija z razredčeno solitrno kislino in drugi (Petrascheck, 1921/22), premogov seveda ni moč zadovoljivo opredeliti, kakor tudi ne s kvantitativno kemično analizo. To velja zlasti za manj zrele premoge, kjer se parametri, kot so vsebnost ogljika, hlapne snovi, toplotna vrednost in spekljivost mnogo manj izpreminjajo kot pri zrelejših. Za mlade premoge pa je dober klasifikacijski parameter vsebnost vlage v jamsko-vlažnem stanju.

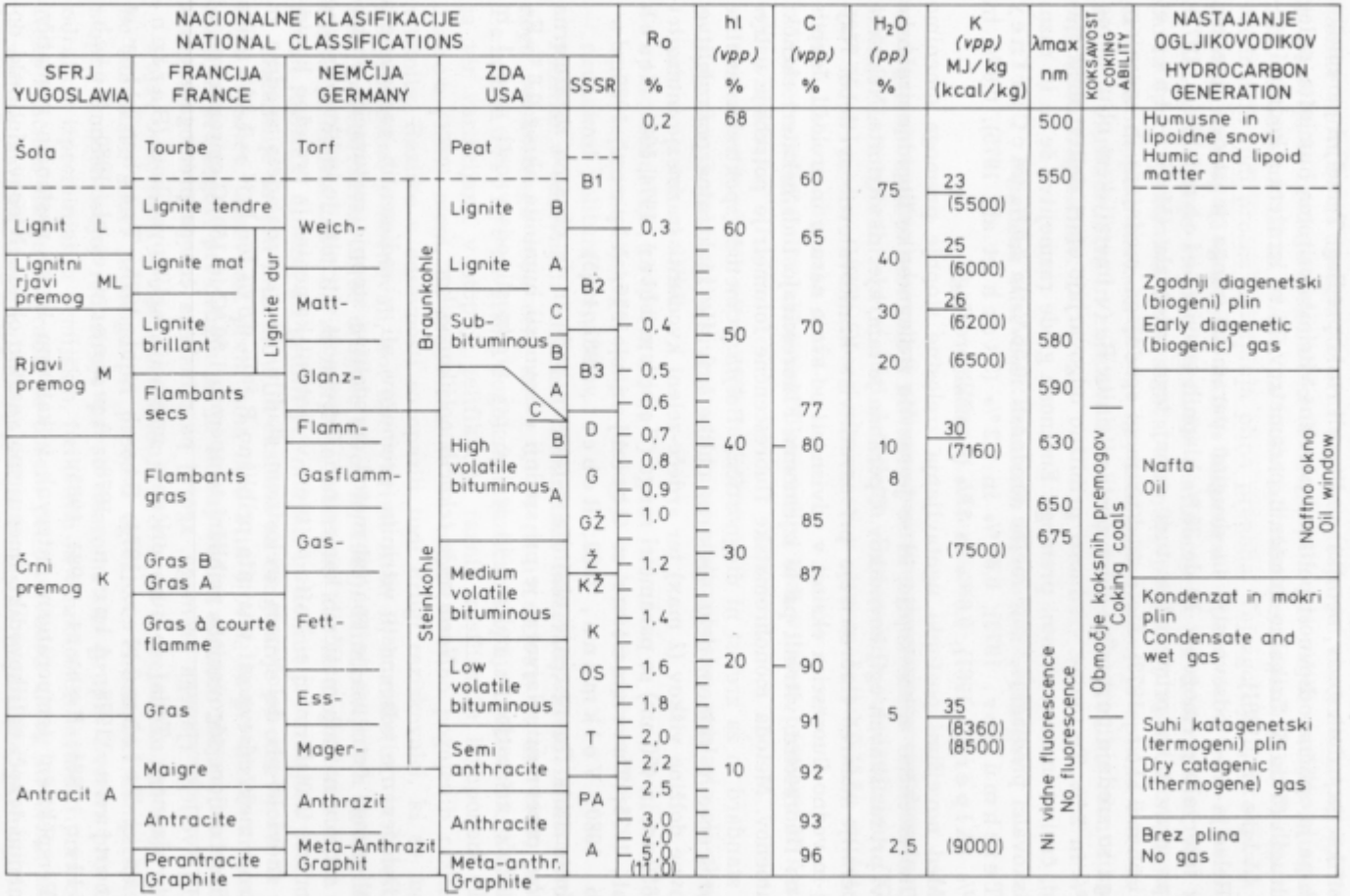
Pri mladih premogih ločimo manj in bolj trde različke, slednje dele tuje klasifikacije (nemška) še na medle in sijajne. Malo zrele mehke različke, ki vsebujejo makroskopsko jasno razpoznaven ksilit nizke stopnje gelifikacije, imenujemo pri nas lignit. Črne premoge delijo v svetu po njihovih osnovnih značilnostih in uporabnosti na več vrst (Demann et. al., 1954; Alpern, 1981). V raznih deželah imajo svoja poimenovanja in klasifikacije. Nekatere razdelitve kaže s pripadajočimi parametri slika 2.

Jugoslovanski standard (JUS, 1984 a, b) deli premoge na 5 vrst po skupni vlagi in toplotni vrednosti, delno tudi količini hlapnih snovi, oboje za čisti premog. Črni premog je ena vrsta, antracit druga. Rjavi premogi se dele na 3 vrste; po skupni vlagi in vsebnosti katrana v čistem premogu se razvrščajo še na 30 podvrst, označenih z dvoštevilčnimi kodami.

Ker tvorijo premogi nepretrgano zrelostno vrsto, v kateri ločimo načeloma nizki, srednji in visoki rang, je bilo zasnovanih več poizkusov univerzalne genetske klasifikacije. Iz preteklosti so znane Grunerova, Hiltova, Mottova, Seylerjeva in Francisova univerzalna klasifikacija s pomočjo kemijskih parametrov (Francis, 1954), pa tudi nekatere čisto komercialne klasifikacije, kot npr. Van Krevelenova iz l. 1957, ženevska iz l. 1956 (sistem CODE) in druge (Demann et al., 1954; Alpern, 1981). Problem sodobne univerzalne

---

R_o Srednja povprečna optična odsevnost huminit-vitrinita v imerz. olju — Mean random vitrinite reflectance in oil
hl Hlapne sestavine v čistem premogu (*vpp*) — Volatile matter (*daf*)
C Vsebnost ogljika v čistem premogu (*vpp*) — Carbon content (*daf*)
H_2O Skupna vlaga v premogu brez pepela (*pp*) — Total moisture (*af*)
K Toplotna vrednost čistega premoga (*vpp*) — Specific energy (*daf*)
λmax Valovna dolžina viška fluorescence eksinita — Sporinite fluorescence



Sl. 2. Nekaj grobo vzporejenih nacionalnih klasifikacij premogov z osnovnimi parametri. Po raznih virih
Fig. 2. Some national coal classifications, roughly adjusted, with basic parameters. After various sources

klasifikacije še ni rešen. Je več predlogov, kot npr. Alpernova univerzalna klasifikacija trdnih goriv, nemški predlog ali ruski predlog. Temeljni parameter vseh pa je optična odsevnost polirane površine vitrinita oziroma huminita, poleg še drugih (5 do 6) fizikalno-kemičnih parametrov, ki so izraženi s kodnimi števili (Alpern, 1981).

Relacija med odsevnostjo in drugimi parametri ranga je strogo linearna le v intervalu premogov z 10 do 35 % hlapnih snovi (Teichmüller, 1971), je pa prav tako primerjalna tudi zunaj tega intervala (McCartney et Teichmüller, 1972). Meje med premogi spodnjega, srednjega in zgornjega ranga so srednje povprečne odsevnosti vitrinita R_o (v imerzijskem olju) okrog 0,5 % in 2 %. Te mejne vrednosti približno odgovarjajo stari delitvi med rjavimi, črnimi in antracitnimi premogi. Enotnosti glede razmejitve še ni in razni raziskovalci predlagajo svoje mejne vrednosti: 0,55 % in 2,5 % (McCartney et Teichmüller, 1972), 0,65 % in 2,2 % (Stach et al., 1975), 0,6 % in 2,0 % (Alpern, 1981), 0,6 % in ? % (nemški predlog).

Med novejšimi postopki ugotavljanja zrelostne stopnje premoga omenimo še fluorescenčno mikroskopijo, ki se je razvila z diagnostiko lipoidne organske snovi pri raziskavah ogljikovodikov. Uporabna je tam, kjer ni vitrinita. Nekatere maceralije namreč fluorescirajo pri osvetlitvi s kratkovalovno svetlobo. Najbolj in vedno fluorescira eksinit v odvisnosti od svoje narave in zrelosti. Inertinit ne fluorescira, vitrinit pa le izjemoma. Fluorescirajo tudi nekateri različki bitumenov. Metoda monohromatske fluorescenčne fotometrije potrebuje ustrezen standard in za zrelost ni diagnostična. Boljša je metoda spektralne analize fluorescence v vidnem delu spektra; oblike krivulje spektralne porazdelitve, valovne dolžine viškov (λ max) ter »rdeče-zeleni kvocient« (razmerje intenzitet pri 650 nm in 400 nm) so parametri ranga (Teichmüller, 1974, 1981; Stach et al., 1975; Teichmüller et Ottenjann, 1977; Alpern, 1980; Jacob, 1980; Volkmann, 1982; Robert, 1981, 1985).

Intenziteta fluorescence eksinita z rangom pada in je obratno sorazmerna optični odsevnosti. Največja je pri srednji odsevnosti huminita okrog 0,6 % R_o, z rastočo zrelostjo pa pojema in izgine pri vrednosti odsevnosti med 1 in 1,3 % R_o.

Nastajanje tekočih ogljikovodikov

Določevanje odsevnosti vitrinita premogov ali v sedimentih razpršenega rastlinskega detritusa je ena od metod opredelitve stopnje maturacije organske snovi v naftnih matičnih kameninah. Odsevnost vitrinita je indikator njene termične transformacije. Nafta se tvori v matični kameni iz pretežno lipoidnih snovi le pri določenem zrelostnem stadiju, ki ga označujeta spodnja in zgornja meja odsevnosti vitrinita približno $R_o^{sp} = 0{,}5$ % ter $R_o^{zg} = 1{,}3$ % (slika 2). Tem mejam odgovarjata približni temperaturi 50 °C in 150 °C oziroma spodaj stadij svetlega rjavega premoga, zgoraj pa plinskega črnega premoga z okrog 30 % hlapnega. Tedaj se tudi pričenja migracija ogljikovodikov (Bartenstein et Teichmüller, 1974; Stach et al., 1975; Teichmüller et Ottenjann, 1977; Alpern, 1978; Ammosov et al., 1980; Teichmüller, 1981; Robert, 1981, 1985).

Perspektivni temperaturni interval, v katerem lahko nastanejo v matični kamenini tekoči ogljikovodiki, imenujemo »naftno okno«. Njegov globinski do-

seg je odvisen od temperaturnega gradienta. Kjer termalna transformacija organske snovi še ni dosegla kritične zrelosti, to je pri vrednostih pod 0,5 % R_o, se pojavlja le zgodnje diagenetski (biogeni) plin, pri višjih stadijih katageneze med vrednostmi 1,3 in 3 % R_o pa mokri ali suhi (termogeni) plin. Pri še višjih vrednostih tudi proces nastajanja plina preneha. Tej zgornji meji odgovarjajo premogi z okrog 93 % ogljika in 5 % hlapnega.

Za ugotavljanje stopnje organske maturacije so še drugi načini, kot npr. barva spor, spektralna fluorescenca eksinita, piroliza, plinska kromatografija in spektroskopske metode (R o b e r t , 1985). Med njimi je optična metoda odsevnosti vitrinita hitra in enostavna, zahteva pa seveda pravilno identifikacijo organskih fragmentov.

Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov

Splošno o odsevnosti

Merjenje optične odsevnosti polirane površine premoga je raziskovalna metoda, ki je v uporabi skoraj štiri desetletja. Postopek je standardiziran (ICCP, 1957/75; A l p e r n , 1980). Obseg odsevnosti v olju znaša od 0,15 % za šote do največ 16 % za organski grafit.

Odsevnost vitrinita lahko nekoliko variira tudi v istem premogu iz naslednjih vzrokov:

— neenakost merjenih vitrinitnih različkov,
— submikroskopski vključki in impregnacije bitumenske, smolaste ali glinaste primesi v teh različkih,
— vpliv oksidacije (preperevanja),
— vpliv sedimentacijskega okolja, litologije in termalne prevodnosti,
— neenakost politure preparatov.

Razlike v odsevnosti različnih huminitnih maceralij, ki so lahko absolutnega velikostnega reda celo do ± 0,1 % (K ü n s t n e r et al., 1980), so po T e i c h m ü l l e r j e v i (1981) pogojene z različno stopnjo biokemičnega razkroja ter variacijami v stopnji gelifikacije raznih rastlinskih komponent. Tudi J a c o b (1980) meni, da gredo razlike na račun facialno pogojenih različkov vitrinita. Razlike v odsevnosti so opazili tudi drugi raziskovalci, ki so maceralije različno poimenovali, kot npr. vitrinit A in B, homokolinit in heterokolinit, psevdovitrinit in še drugače (K o c h , 1969). Eliminacija teh potencialnih razlik je možna tako, da za merjenje izberemo kar le mogoče enoten in čist gelast različek: ulminit ali gelinit pri mlajših in kolinit pri zrelejših premogih.

Maceralije skupin intertinita in eksinita za rangiranje po odsevnosti ne pridejo v poštev. Odsevnost prvih niha med 3 in 6 % R_o že pri nizkih zrelostnih stadijih premogov, pri drugih pa je skoraj vedno občutno nižja od odsevnosti vitrinita.

Pojav odsevnosti in njeno naraščanje je v zvezi z urejanjem notranje zgradbe huminske snovi premoga pri procesu oglenitve. Aromatski kompleksi postopno kondenzirajo, reducirajo pa se nearomatske grupe. Zvezen proces se odraža v izpreminjanju kemijskih, fizikalnih in tehnoloških lastnosti premogov. Neko značilno stanje v zgradbi se doseže pri odsevnosti okrog 1,5 % R_o; takrat je vsebnost aromatskega ogljika največja in kisika najmanjša, premogi imajo

najmanj vode, najboljše koksne lastnosti in vrsto drugih fizikalnih skrajnosti (Teichmüller, 1962). Urejanje aromatskih kompleksov v nekake lamele več ali manj vzporedno plastovitosti, verjetno tudi pod vplivom tlaka, je vzrok anizotropiji, ki je z rastočim rangom vedno močnejša.

Vpliv oksidacije (preperevanja) na odsevnost vitrinita so intenzivno proučevali zlasti z vidika samovžiga in izpreminjanja koksnih lastnosti premoga. Narava in pogoji oksidacije so seveda lahko zelo različni. Počasna oksidacija pri nizki temperaturi je preperevanje premogov na zraku, na primer na izdankih premogovih slojev ali pod vplivom podzemnih voda. Tak premog spremeni kemizem, toplotna vrednost se zniža, izgube se reološke in spremene še druge tehnološke lastnosti. Oksidacija pri nizkih temperaturah pa le zelo malo vpliva na strukturno-konstitucijsko zgradbo vitrinita, ki je za optično odsevnost odločilna. Ta ostane skoraj nespremenjena. Da ni bistvene razlike med odsevnostjo svežega, neoksidiranega premoga in premoga, ki je bil podvržen naravnemu preperevanju, je dokazoval Chandra (Stach et al., 1975). Isto velja tudi za umetno oksidacijo. Nasprotno pa je Marchioni (1983) opazoval nepravilna odstopanja odsevnosti oksidiranih in neoksidiranih premogov v relativnem razponu od 6 do 20 % R_o, po vsej verjetnosti v odvisnosti od temperaturne oksidacije.

Vpliv zmerne oksidacije je za pričujoče delo zanemarljiv. Omenjamo ga le v toliko, ker del vzorcev izhaja iz izdankov, odvalov in zbirk ter je bil več ali manj oksidiran. Šele oksidacija pri visokih temperaturah nad 150 °C odsevnost vitrinita občutno poveča v odvisnosti od vrste dejavnikov, kot so temperatura, zrelost in vrsta premoga, trajanje oksidacije, granulacija, hitrost pretoka kisika itd. Pod mikroskopom se kaže v nastanku oksidacijskih robov.

Drugi dejavniki v zvezi z možnimi razlikami v odsevnosti vitrinitnih različkov, zlasti mladih premogov, so pri tej preliminarni raziskavi manj pomembni.

Meritve in rezultati

Optično odsevnost smo merili na 34 priložnostnih vzorcih slovenskih premogov iz raznih nahajališč in na dveh iz Istre ter enem iz Srbije. Pretežno kosovne preparate, skupno 50, je pripravil Ciril Gantar na Odseku za geologijo FNT Univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani. Preparati so orientirani poljubno ali približno pravokotno na slojevitost. Vzorci premogov so iz zbirk Geološkega zavoda Ljubljana in avtorja, nekaj jih je bilo svežih iz vrtin in jamskih del, nekaj pa ponovno nabranih na terenu.

Za merjenje odsevnosti sta služila deloma fotometrična aparatura Odseka za geologijo FNT, ki jo sestavljata Leitzov mikroskop Ortholux in fotometer MPE z napetostno stabilizacijo, monohromatorjem in galvanometrom z občutljivostjo 10^{-9}A za delec skale, deloma Berekov fotometer na Leitzovem mikroskopu KPM. Uporabljen je bil Leitzov imerzijski objektiv 25×0,65, pri čemer je premer površine merjenja pri Berekovem fotometru 0,08 mm, pri fotometru MPE pa 0,01 mm.

Vrednosti odsevnosti, merjene z obema aparaturama, so dobro primerljive in odstopajo za nekaj enot le v drugi decimalki. Preciznost obeh aparatur je praktično enaka. Lomni količnik imerzijskega olja (n_i = 1,51585) je bil določen na Abbejevem refraktometru. Kot standarda odsevnosti sta služila Leitzova

steklena prizma R 9 ter sintetični safir z odsevnostima v olju 1,252 % in 0,588 % za standardno valovno dolžino $\lambda = 546$ nm. Ta je pri instrumentu odseka FNT nastavljiva z monohromatorjem, pri Berekovem fotometru pa smo uporabili Leitzov zeleni filter 53 ($\lambda = 527$ nm) in odsevnost računsko korigirali za standardno valovno dolžino. Temperatura pri merjenju je znašala med 22 in 24 °C.

Za vsak vzorec smo naredili v povprečju 27 meritev in iz aritmetične sredine odčitkov izračunali srednjo odsevnost. V tabeli 1 navedene vrednosti so merjene srednje povprečne odsevnosti R_o za huminitno-vitrinitno maceralijo preiskanih vzorcev. Merjeni so bili maceralni tipi eu-ulminit in tekstoulminit, pa tudi gelinit, pri zrelejših različkih telokolinit in gelokolinit.

Pričakovane in opazovane razlike med merjenimi odsevnostmi različkov R_o huminita, mogoče pogojene tudi z oksidacijo, so približno istega velikostnega reda kot preciznost in primerljivost obeh aparatur. Natančnost podatka zelo grobo ocenimo na R_o % $\pm$ 0,05. V rezultatu je zato odločilna in značilna prva decimalka, druga pa ni zanesljiva. Po Alpernu (1980) je za malo in srednje zrele premoge prva decimalka srednje odsevnosti odločilna vedno, kadar je diagnoza vitrinita zanesljiva. Ker v tej raziskavi težav z indentifikacijo maceralij ni bilo, je podatek srednje optične odsevnosti zanesljiv najmanj v prvi decimalki. Taka natančnost je za preliminarno raziskavo zadostna.

Za tri premoge višjega ranga so bile merjenje tudi najnižje in najvišje relativne odsevnosti, ki so navedene v tabeli 2.

Čeprav je orientacija preparatov slučajna, se skrajne merjene vrednosti dokaj dobro skladajo z vrednostmi premogov analognega ranga. Pri optično anizotropnih premogih se sicer kot karakteristični parameter uporablja R_{max}. Vendar je tu srednja odsevnost R_o dopustna karakteristika, če je anizotropija $(R_{max} - R_{min}) < 0{,}2$ % (Teichmüller et al., 1979; Stach et al., 1975).

V tabeli 1 so navedeni še nekateri podatki, ki preiskane premoge karakterizirajo. Ti podatki iz različnih virov so neenotni ter imajo zato le orientacijsko vrednost.

Diskusija in zaključki

Jugoslovanski standard iz l. 1984 razdeli premoge na 5 vrst: lignit, lignitni rjavi premog, rjavi premog, črni premog in antracit. V vrsto črnega premoga gredo tisti, ki imajo 5 do 10 % skupne vlage, 15 do 40 % (*vpp*) hlapnega ter toplotno vrednost nad 30 MJ/kg (*vpp*). Lgniti in rjavi premogi se razdele po deležu skupne vlage in katrana še na 30 podvrst. Po standardu je lignit premog z več kot 40 % skupne vlage in toplotno vrednostjo 23 do 25 MJ/kg (*vpp*).

Če je pri »razdelitvi« črnih premogov na eno samo vrsto prevladoval tehnološki aspekt, saj take premoge pri nas uporabljamo le kot gorivo, je smiselnost delitve rjavih kar na 30 podvrst po parametru vsebnosti katrana še bolj vprašljiva.

Tudi parametra odsevnosti jugoslovanski standard še ne pozna. Z njim bi zrelostni položaj premogov in njihovo vrednost sodobneje karakterizirali. Sedanja razvrstitev služi le za grobo prakso, za podrobnejšo opredelitev pa ni uporabna. Tudi karakterizacija lignita je pomanjkljiva, saj je lignit litotip, katerega bistvena značilnost je prisotnost grobega ksilita, ki je za tehnologijo dobivanja in oplemenitenja odločilna sestavina.

Tabela 1. Odsevnost preiskanih vzorcev premoga in nekateri značilni podatki
Table 1. Reflectance of tested coal samples and some characteristic data

Zap. št.	(1) Lokalnost - Locality		(2) R_o %	(3) Starost - Age leta 10^6 years 10^6		(4) H_{max} m	(5) Kemizem - Chemistry C %	hl VM %	vlaga moisture %
1	Otočec (odval)	L	0,20	Pont ?	6	250		55	37
2	Globoko (vrt. 5/84:270 m)	L	0,23	Pont	6	700		65	50
3	Krmelj (vrt. 77/81: 161 m. 2. sl. 242 m. 1. sl.)	L	0,250 0,24	Torton ?	13	400	65	59 53	38,5 36,2
4	Velenje (jama Preloge)	L	0,24	Zg. pliocen	5	600	65	60,5	45
5	Leše (izdanek Šteharnik) (jama)	L	0,25 0,255	Sarmat	12	600	 70	66 60	50 25
6	Stanovsko (odval)	L	0,26	Sp. panon ?	10	1000	68		34
7	Murski gozd (vrt. 7/83:132 m)	L	0,28	Pont ?	8	1300	67	51	40
8	Jurovec (jama)	M	0,305	Sp. panon	10	1300	68	47,5	
9	Zabovci pri Ptuju (vrt. Z-21:20 m)	M	0,305	Sp. panon	10	1300		?	
10	Kanižarica (vrt. 39/84:285 m)	M	0,32	Pliocen ?	6	600	68	60	30
11	Trbovlje (vrt. NV-5/84:46 m FV-13/84:117 m)	M	0,30 0,315	Rupel	30	850	70	50	25
12	Hrastnik (jama)	M	0,32	Rupel	30	900	71	50	25
13	Laško (jama Brezno)	M	0,32	Rupel	32	1000	72,5	50	24
14	Srebotno-Senovo (Vrt. V1-81:21,6 m)	M	0,335	Kat	25	900	69	56	25
15	Zagorje (jama) (vrt. KZ-22/83:345 m)	M	0,305 0,34	Rupel	30	800	69	52	26
16	Štore (jama)	MS	0,41	Zg. oligocen	32	800	72	48	20
17	Sela pri Slovenj Gradcu (jama)	S	0,44	Helvet ?	18	800	74	48	16
18	Motnik (jama)	S	0,48	Rupel ?	30	900	75	46	15
19	Št. Bric-Hrastovec (izdanek)	S	0,49	Oligocen ?	35	800		?	
20	Trobni dol (vrt. 1/84:368 m)	S	0,60	Sr. oligocen	35	800	69	47,8	25
21	Lepena nad Jesenicami (rov)	Č	0,785	Sr. eocen	50	800		?	

22	Sečovlje (jama)	S	0,525	Cuis	50	1150	75,5	53,5	4,5
23	Pičan (jama)*	S	0,59	Sp. cuis	53	1400	80	52	
24	Raša (jama, kredni sloj)*	Č	0,64	Ilerd-cuis	55	1500	82	52	3
25	Vremski Britof (jama)	Č	1,0	Zg. maastricht	70	1900	85,7	23,5	1
26	Zg. radanski sloj (vrt. 5/59:73 m)	M	0,415	Helvet ?	18	600		?	
27	Radanski sloj (razkop odval jaška)	Č	0,74 0,77	Eocen ?	45	700	84	39	5
28	Osredkov sloj (izdanek)	Č	0,78	Eocen ?	50	850	78	40	
29	Straniški sloj (jama)	Č	0,785	Paleocen ?	60	900	82	37	2,5
30	"Pucka" sloj (izdanek vrt. V-7/83:72 m)	Č	0,795 0,795	Campan- maastricht	70	1000	84	38	2,5
31	Grahovo, Srbija- Gosavska kreda (izdanek)*	Č	0,79	Zg. senon	75	1100	80	38	7
32	Konjiška gora (odval)	Č	0,89	Oligocen ?	35	1600	80	35	3
33	Konjiški grad (odval)	Č	0,90	Oligocen ?	35	1600	78		
34	Zbelovska gorca (odval)	Č	0,91	Oligocen ?	35	1600	83	35	3
35	Tolsti vrh (odval)	Č	0,92	Oligocen ?	35	1600	80	40	5
36	Šega pri Makolah (jama)	Č	1,47	Sp. oligocen ?	37	1800	86	24	2
37	Orle pri Ljubljani (jama)	A	4,50	Karnij	200	3000	94	3,5	2

(1) Oznaka premogišča ali sloja, v oklepaju izvor vzorca ter vrsta premoga: L - lignit z grobim ksilitom, M - medli rjavi premog, S - svetli rjavi premog, Č - črni premog, A - antracit
Designation of coalfields and seams, the sampling site in parenthesis, and the coal groups: L - lignite with coarse xylite, M - mat browncoal, S - brilliant browncoal, Č - bituminous coal, A - anthracite

(2) Merjena srednja povprečna optična odsevnost huminita-vitrinita v imerzijskem olju
Measured mean random huminite-vitrinite reflectance in immersion oil

(3) Ugotovljena ali domnevna stratigrafska pripadnost premogonosnih plasti z ustrezno absolutno starostjo v milijonih let
Established or assumed absolute age of the coal beds and the corresponding time span

(4) Zelo grobo ocenjena največja debelina prekritja H_{max}
Very roughly estimated maximum depth of burial

(5) Povprečne vsebnosti ogljika in hlapnih snovi za čisto premogovo snov *(vpp)* ter skupne vlage v premogu
Average carbon and volatiles contents *(daf)*, and total coal moisture content

* Premogi izven SR Slovenije
Coals from outside Slovenia

Tabela 2. Merjene skrajne vrednosti odsevnosti vzorcev
Table 2. Measured extreme reflectance values

Lokalnost Locality	R_{max}	R_{min}	R_o	$(R_{max}-R_{min})$	R_{max}/R_{min}
Vremski Britof	1,05	0,93	1,0	0,12	1,13
Šega pri Makolah	1,52	1,41	1,47	0,11	1,08
Orle pri Ljubljani	4,97	3,59	4,50	1,38	1,37

Pogostnost srednjih povprečnih optičnih odsevnosti za 34 vzorcev slovenskih premogov ter njihov položaj glede na zrelostni rang in JUS delitev kaže slika 3.

Pri nadaljnji oceni podatkov odsevnosti je zanimiva vrednost tega parametra za stratigrafijo premogonosnih plasti. Direktna opredelitev starosti premogov po odsevnosti seveda ni možna, ker ta ni le funkcija časa, ampak predvsem krajevno in časovno spremenljivih paleogeotermičnih pogojev oglenitve. Zato je relativna primerjava ranga in geološke starosti možna kvečjemu le lokalno in pri enostavni geotermični zgodovini premogišč. Obratno lahko iz znane geološke starosti sedimentov in optičnih parametrov sklepamo na termično zgodovino.

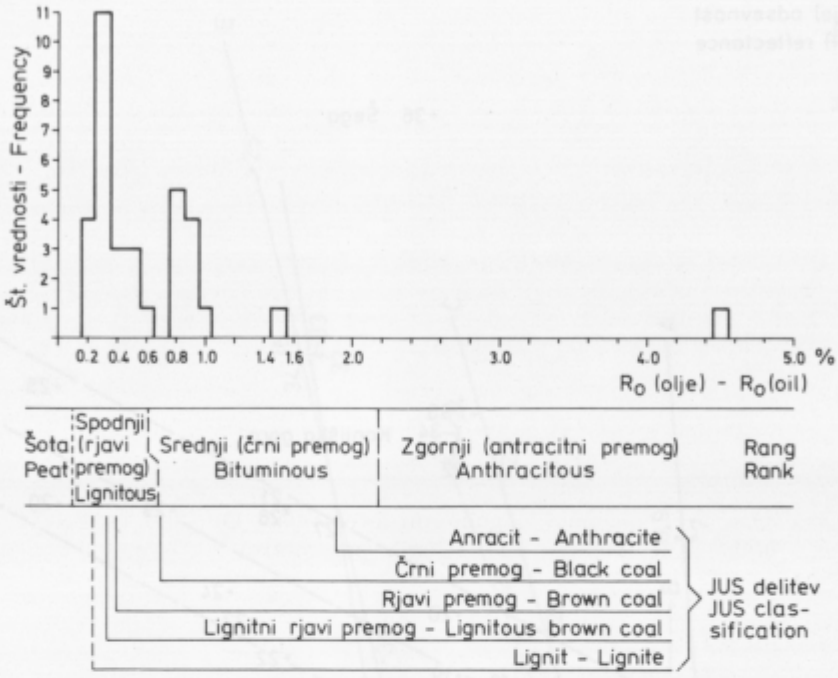
Geotermična zgodovina današnjega slovenskega prostora je bila v geološki preteklosti gotovo dokaj nestalna. Zlasti v obdobju alpidske orogeneze, ko je premikanja zemeljske skorje spremljal še magmatizem, nastali sedimentarni bazeni pa so se hitro polnili in poglabljali. Razmerje srednje povprečne odsevnosti in absolutne starosti obravnavanih premogov kaže slika 4. V principu je linearno; razpršene vrednosti definirajo pas, iz katerega izstopajo le premogi Konjiške gore in prav posebno premog iz Šege. Izrazito anomalen rang tega premoga se kaže tudi na sliki 5, ki predstavlja razmerje odsevnosti R_o in predpostavljenih največjih debelin prekritja. Nagib spojnice litostratigrafsko analognih premogov proti abscisi izraža povprečen gradient oglenitve

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta R_o}{\Delta H} = \text{grad J } (\%\, R_o/100 \text{ m})$$

Čeprav so vrednosti za globine zelo približne, se kažeta vsaj dva gradienta: manjši s povprečno vrednostjo okrog 0,01 % R_o/100 m za zgornjemiocenske in pliocenske premoge ter večji z vrednostjo okrog 0,024 % R_o/100 m za paleogenske premoge Istre, zreškega in konjiškega pasu ter zgornjekredne premoge. Oligocenski premogi laškega pasu nakazujejo zelo položen gradient, ostali (oligocenski?) pa strmejšega. Slika bo jasnejša, ko bo na razpolago več bolj natančnih podatkov.

Izrazito anomalen položaj premoga iz Šege kaže na lokalno metamorfozo, ki ga je oplemenitila. Isto velja, sicer v manjši meri, tudi za premoge Konjiške gore, mogoče celo za premog Trobnega dola.

Iz tabele 1 vidimo, da se gibljejo vrednosti odsevnosti najmlajših premogov zgornjemiocenske in pliocenske starosti med 0,20 in 0,28 % R_o. Nizka je tudi odsevnost krmeljskega premoga, kateremu sicer pripisujejo tortonsko starost (Pleničar et Premru, 1970). Nasprotno pa kaže premog Kanižarice, ki



Sl. 3. Histogram pogostnosti merjenih srednjih povprečnih odsevnosti R_o za 34 slovenskih premogov

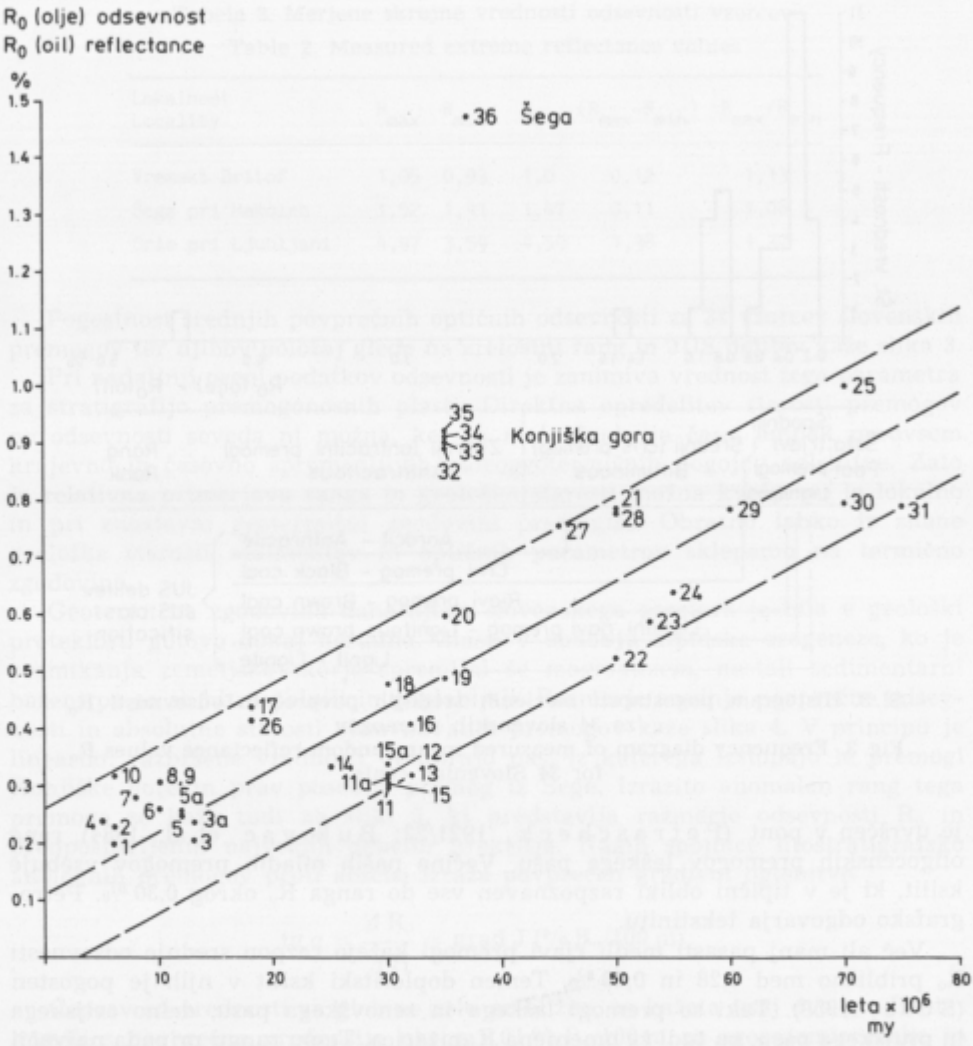
Fig. 3. Frequency diagram of measured mean random reflectance values R_o for 34 Slovenian coals

je uvrščen v pont (Petrascheck, 1921/22; Bukovac et al., 1984), rang oligocenskih premogov laškega pasu. Večina naših mladih premogov vsebuje ksilit, ki je v tipični obliki razpoznaven vse do ranga R_o okrog 0,30 %. Petrografsko odgovarja tekstinitu.

Več ali manj pasasti medli rjavi premogi kažejo razpon srednje odsevnosti R_o približno med 0,28 in 0,40 %. Temen dopleritski ksilit v njih je pogosten (Süss, 1959). Taki so premogi laškega in senovškega pasu, delno celjskega in ptujskega pasu, pa tudi že omenjena Kanižarica. Temu rangu pripada največji del naših premogov.

Skupina svetlih rjavih premogov ima R_o vrednosti odsevnosti med 0,40 in 0,60 %. Temu rangu pripadajo premogi dela koroškega, celjskega, vzhodnega dela laškega in istrskega pasu, ki so po stratigrafskem položaju dokaj različni. Tako premog iz Sel pri Slovenj Gradcu ni identičen s tistim iz Leš, ki je sarmatske starosti (Štrucl, 1970). Visoki rang premoga iz Trobnega dola pa v primerjavi z drugimi premogi laškega pasu kaže na možne lokalne termične vplive; za bližino vulkanskega centra govori 130 m debela plast andezitnega tufa v krovnini premogovega sloja.

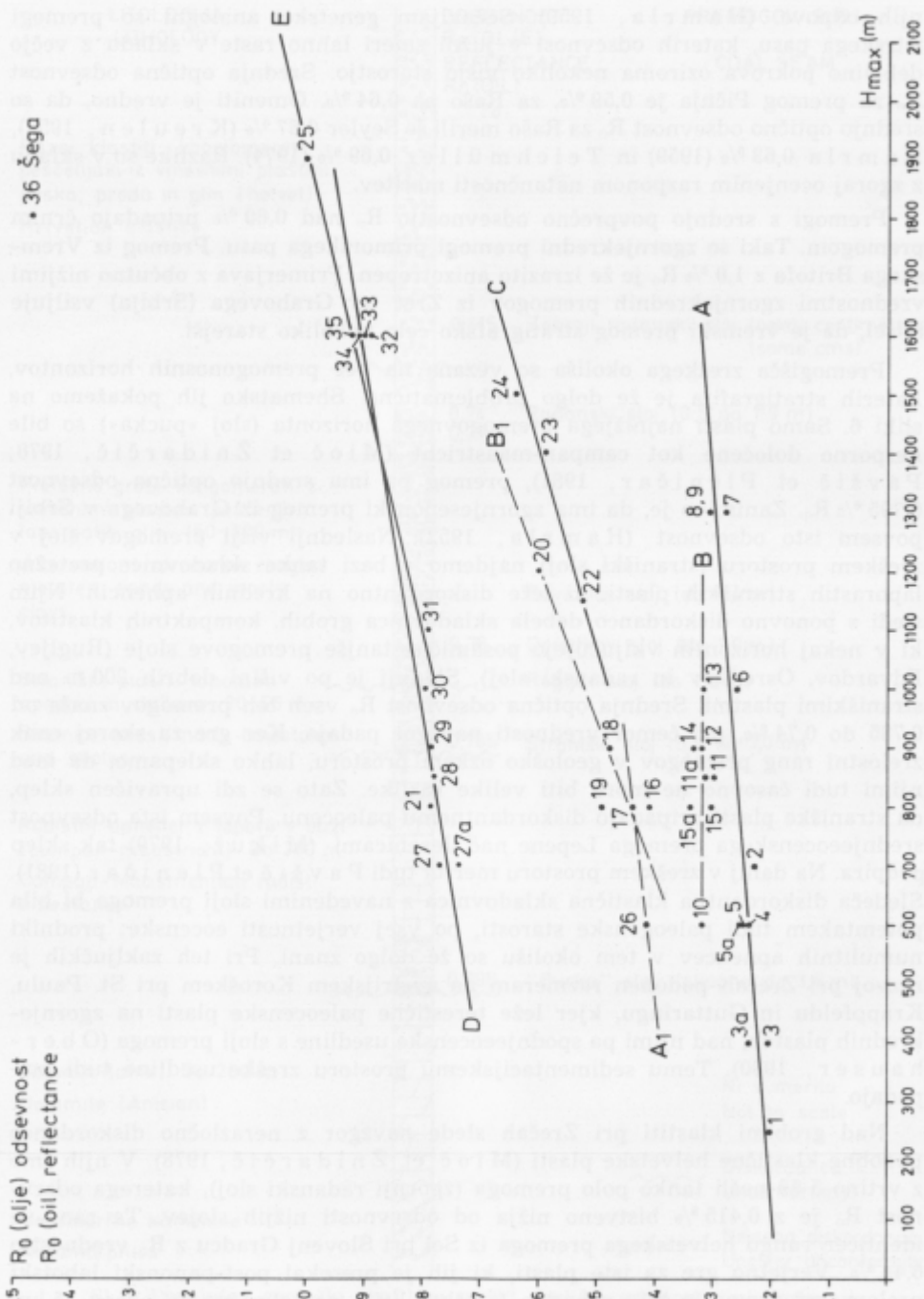
Spodnjeeocenski premog iz Sečovelj se z odsevnostjo 0,52 % R_o uvršča v skupino svetlega rjavega premoga. Istrsko-primorski premogi so sicer zaradi svoje visoke vsebnosti organskega žvepla specifični in klasifikacija po kemizmu pri



Sl. 4. Razmerje med merjenimi srednjimi povprečnimi odsevnostmi R_0 in starostjo premogonosnih plasti

Fig. 4. Relationship between measured mean random reflectance values R_0 and absolute age of coal-bearing beds

A Zgornjemiocenski in pliocenski premogi — Upper Miocene and Pliocene coals
A_1 Helvetski premogi? — Helvetian coals?
B Oligocenski premogi laškega in senovškega pasu — Oligocene coals of Laško and Senovo belts?
B_1 Ostali oligocenski ? premogi — Other Oligocene ? coals
C Eocenski istrski premogi — Eocene coals of Istria
D Paleogenski premogi zreškega in konjiškega pasu — Paleogene coals of Zreče and Konjice belts
E Zgornjekredni premogi — Upper Cretaceous coals



Sl. 5. Razmerje med merjenimi srednjimi povprečnimi odsevnostmi R_o in ocenjenimi največjimi debelinami prekritja

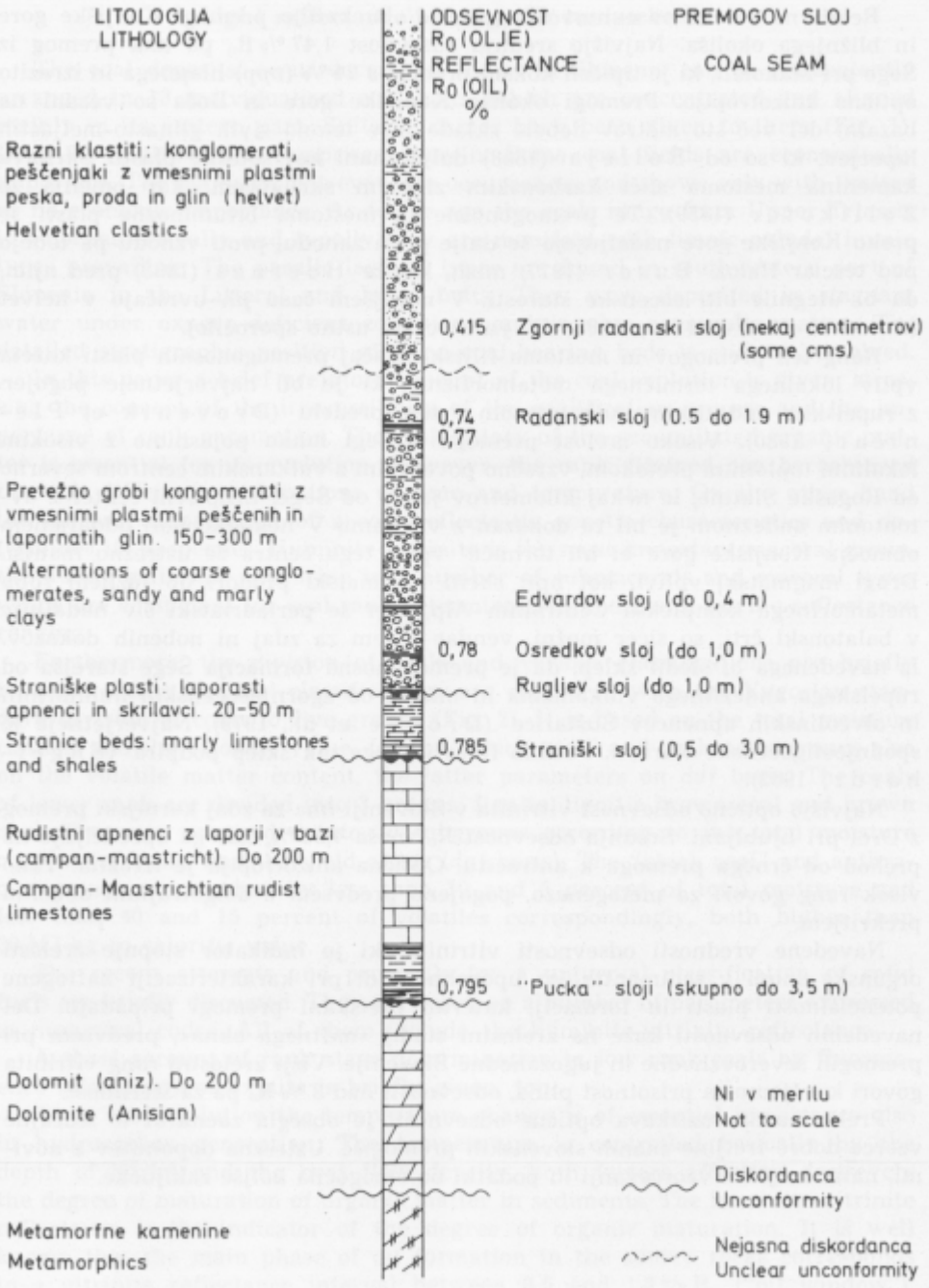
Fig. 5. Relationship between measured mean random reflectance values R_o and estimated maximal depth of burial

njih odpove (Hamrla, 1959). Sečovljam genetsko analogni so premogi istrskega pasu, katerih odsevnost v južni smeri lahno raste v skladu z večjo debelino pokrova oziroma nekoliko višjo starostjo. Srednja optična odsevnost R_o za premog Pičnja je 0,59 %, za Rašo pa 0,64 %. Omeniti je vredno, da so srednjo optično odsevnost R_o za Rašo merili še Seyler 0,67 % (Kreulen, 1952), Hamrla 0,63 % (1959) in Teichmüller 0,69 % (1974). Razlike so v skladu z zgoraj ocenjenim razponom natančnosti meritev.

Premogi s srednjo povprečno odsevnostjo R_o nad 0,60 % pripadajo črnim premogom. Taki so zgornjekredni premogi primorskega pasu. Premog iz Vremskega Britofa z 1,0 % R_o je že izrazito anizotropen. Primerjava z občutno nižjimi vrednostmi zgornjekrednih premogov iz Zreč ter Grahovega (Srbija) vsiljuje misel, da je vremski premog stratigrafsko celo nekoliko starejši.

Premogišča zreškega okoliša so vezana na več premogonosnih horizontov, katerih stratigrafija je že dolgo problematična. Shematsko jih pokažemo na sliki 6. Samo plasti najnižjega premogovnega horizonta (sloj »pucka«) so bile nesporno določene kot campan-maastricht (Mioč et Žnidarčič, 1978; Pavšič et Pleničar, 1981), premog pa ima srednjo optično odsevnost 0,795 % R_o. Zanimivo je, da ima zgornjesenonski premog iz Grahovega v Srbiji povsem isto odsevnost (Hamrla, 1952). Naslednji višji premogov sloj v zreškem prostoru (straniški sloj) najdemo v bazi tanke skladovnice pretežno laporastih straniških plasti, ki leže diskordantno na krednih apnencih. Njim sledi s ponovno diskordanco debela skladovnica grobih, kompaktnih klastitov, ki v nekaj horizontih vključujejo posamične tanjše premogove sloje (Rugljev, Edvardov, Osredkov in radanski sloj). Slednji je po višini dobrih 200 m nad straniškimi plastmi. Srednja optična odsevnost R_o vseh teh premogov znaša od 0,785 do 0,74 %, pri čemer vrednosti navzgor padajo. Ker gre za skoraj enak zrelostni rang premogov v geološko ozkem prostoru, lahko sklepamo, da med njimi tudi časovno ne more biti velike razlike. Zato se zdi upravičen sklep, da straniške plasti pripadajo diskordantnemu paleocenu. Povsem ista odsevnost srednjeeocenskega premoga Lepene nad Jesenicami (Mikuž, 1979) tak sklep podpira. Na danij v zreškem prostoru merita tudi Pavšič et Pleničar (1981). Sledeča diskordantna klastična skladovnica z navedenimi sloji premoga bi bila potemtakem tudi paleogenske starosti, po vsej verjetnosti eocenske; prodniki numulitnih apnencev v tem okolišu so že dolgo znani. Pri teh zaključkih je razvoj pri Zrečah podoben razmeram na avstrijskem Koroškem pri St. Paulu, Krappfeldu in Guttaringu, kjer leže terestične paleocenske plasti na zgornjekrednih plasteh, nad njimi pa spodnjeeocenske usedline s sloji premoga (Oberhauser, 1980). Temu sedimentacijskemu prostoru zreške usedline tudi pripadajo.

Nad grobimi klastiti pri Zrečah slede navzgor z nerazločno diskordanco podobne klastične helvetske plasti (Mioč et Žnidarčič, 1978). V njih smo z vrtino 5/59 našli tanko polo premoga (zgornji radanski sloj), katerega odsevnost R_o je z 0,415 % bistveno nižja od odsevnosti nižjih slojev. Ta rang je identičen rangu helvetskega premoga iz Sel pri Slovenj Gradcu z R_o vrednostjo 0,44 %. Verjetno gre za iste plasti, ki jih je presekal post-panonski labotski prelom, pri čemer je bilo vzhodno (zreško) krilo pomaknjeno za okrog 15 km proti jugovzhodu.



Sl. 6. Posplošen geološki profil za zreški okoliš s premogovimi horizonti

Fig. 6. Generalized geologic cross section in the Zreče district, showing coal horizons

Relativno visoko odsevnost okrog 0,90 % R_o kažejo premogi Konjiške gore in bližnjega okoliša. Najvišjo srednjo odsevnost 1,47 % R_o pa ima premog iz Šege pri Makolah, ki je tipičen koksni premog s 24 % (*vpp*) hlapnega in izrazito optično anizotropijo. Premogi okoliša Konjiške gore in Boča so vezani na bazalni del več sto metrov debele skladovnice temno sivih glinasto-meljastih laporjev, ki so od Rolleja (1858) dalje znani kot soteške plasti. Skrilava kamenina mestoma sliči karbonskim ziljskim skrilavcem, kar omenja že Zollikofer (1859). Te premogonosne in mestoma bituminozne plasti se preko Konjiške gore nadaljujejo še dalje proti zahodu, proti vzhodu pa tonejo pod terciar Haloz. Buser (1977) misli, kot že Hoernes (1893) pred njim, da bi utegnile biti eocenske starosti. V novejšem času jih uvrščajo v helvet (Aničić et Juriša, 1985; Rijavec L. ustno sporočilo).

Rang teh premogov in mestoma filitski značaj premogonosnih plasti kažeta vpliv lokalnega termičnega metamorfizma, ki je bil najverjetneje pogojen z rupelskim andezitnim vulkanizmom v tem predelu (Drovenik et Pleničar, 1980). Visoko zrelost premoga v Šegi lahko pojasnimo z visokim lokalnim toplotnim pretokom, vzročno povezanim z vulkanskim centrom severno od Rogaške Slatine, le nekaj kilometrov južno od Šege. Eruptivni center z avtohtonim andezitom je bil tu dokazan z vrtinami. V nekoliko bolj oddaljenem območju Konjiške gore bi bil termični vpliv tega centra že ustrezno manjši. Drugi magmatski vplivi, kot npr. skriti magmatski prodori ob južnem robu metamorfnega kompleksa Centralnih Alp, kjer se periadriatski šiv nadaljuje v balatonski črti, so sicer možni, vendar o tem za zdaj ni nobenih dokazov. Iz navedenega bi sledil sklep, da je premogonosna formacija Šege starejša od rupelskega andezitnega vulkanizma in mlajša od zgornjeeocenskih numulitnih in alveolinskih apnencev Šuštarice (Drobne et al., 1979). Najverjetneje je spodnjeoligocenske starosti. Fosilna flora iz Šege tak sklep podpira (Engelhardt, 1902).

Najvišjo optično odsevnost vitrinita v Sloveniji ima za zdaj karnijski premog z Orel pri Ljubljani. Srednja odsevnost R_o znaša 4,50 %, kar ga opredeljuje na prehod od črnega premoga k antracitu. Optična anizotropija je izrazita. Tako visok rang govori za metagenezo, pogojeno predvsem z dolgotrajnim debelim prekritjem.

Navedene vrednosti odsevnosti vitrinita, ki je indikator stopnje zrelosti organske snovi v sedimentih, so uporabne tudi pri karakterizaciji naftogene potencialnosti plasti in formacij, katerim preiskani premogi pripadajo. Del navedenih odsevnosti kaže na zrelostni stadij »naftnega okna«, predvsem pri premogih severovzhodne in jugozahodne Slovenije. Višji zrelostni rang vitrinita govori kvečjemu za prisotnost plina, odsevnosti nad 3 % R_o pa za sterilnost.

Preliminarna raziskava optične odsevnosti je obsegla zaenkrat le slučajne vzorce dobre tretjine znanih slovenskih premogišč. Ustrezna dopolnitev z novimi, natančnejšimi vzorčevanji in podatki bo omogočila boljše zaključke.

Light reflectance of some Slovenian coals

The coal deposits, occurrences and shows in Slovenia can be conveniently arranged in 13 individualized coal belts, which are concentrated and aligned mainly in its eastern part. Suitable names have been given to them (Fig. 1). Over 90 localities are comprised therein. Some coal fields are economically important. The majority, however, are occurrences and shows only with limited or no economic importance. As to the age the coals range from Upper Triassic to Pliocene. Facially and typally they are manifold with limnic-paludal humic types prevailing. The paralic lagunal types are found in southwestern part of Slovenia in the Littoral and Istria belts. They were deposited in stagnant water under oxygen-deficient conditions and involve sapropelic matter. The detailed stratigraphic position of some coal-bearing beds is still to be solved.

In this paper a brief prefatory account of the coal evolution is given, stressing the concept of the irreversibility of the coalification process and the importance of rank parameters. Thermal history of the accumulated organic matter is essential for its evolution. However, the rank attained can be achieved through different combinations of time and temperature. On the other hand the maceral composition of a coal reflects its genetic characteristics and determines its properties. Huminite-vitrinite is the most important maceral group, the humic materials appearing in a number of submacerals and maceral types which are competent for coal rank determinations and hence for the reflectance ranging.

Furthermore, the division of coals and various classifications are briefly resumed. Some national classifications are compared with the Yugoslav standard division of coals to five groups (Fig. 2). It is based on the total moisture content and the calorific value, for the "black coal" and anthracite groups also on the volatile matter content, the latter parameters on *daf* basis. The coals of lower rank are divided into 3 groups: lignite, lignitic brown coal and brown coal. They are subdivided into 30 subgroups according to the total moisture content (*af* basis) and the yield of tar (*daf* basis). The "black coal" and anthracite groups are marked by less than 10 and 5 percent of total moisture and less than 40 and 15 percent of volatiles correspondingly, both higher than 30 MJ/kg in calorific value.

The recent attempts and proposals for a universal classification of solid fuels are briefly discussed. They are based on a number of parameters expressed as numerical codes. All of them include the huminite-vitrinite reflectance.

A short account of rank stage determination in low rank coals by fluorescence microscopy of exinite is briefly given, too.

As in coal evolution the temperature change is of essential importance also in hydrocarbon generation. The temperature is controlled basically by the depth of burial and the heat flow density, both factors affecting decisevely the degree of maturation of organic matter in sediments. The huminite-vitrinite reflectance is the indicator of the degree of organic maturation. It is well known that the main phase of oil formation in the source rocks corresponds to a vitrinite reflectance interval between 0,5 and 1,3 % R_o ("oil window"). At lower and higher ranks gas is formed, the upper gas phase ending at a catagenic stage corresponding to a vitrinite reflectance of ca 3 % R_o.

The huminite-vitrinite reflectance in a coal is subject to small variations which are due to various factors. The botanical, facial and decompositional differences in humic matter are considered the major cause for a scatter up to ± 0,1 about the mean % R_0 value. The oxidation at lower temperatures (weathering) reportedly does not affect perceivably the vitrinite reflectivity although it does change its chemistry. The reflectance values of weathered and fresh coals are therefore equivalent.

In this study the vitrinite reflectance in oil was determined for 34 occasional samples of different Slovenian coals of various provenance: collections, undergroung workings, boreholes, old dumps and outcrops. The polished surfaces of preparations have been oriented randomly or roughly perpendicularly to the banding. The reflectance measurements have been carried out partly with the equipment of the Geological department of the University of Ljubljana consisting of a Leitz MPF photometer on Ortholux microscope with monochromator and the galvanometer sensivity 10^{-9}A per scale interval, partly with the Berek photometer on a Leitz KPM microscope, owned by the Ljubljana Geological survey. A Leitz 25 × 0,65 oil immersion objective and an 8-power ocular were applied. Though the field of measurement of both devices is not equal the reflectance values are comparable with deviations appearing in the second decimal only. The precision of the instruments is practically the same. The refractive index of the oil has been checked with an Abbe refractometer. Two reflectance standards were used: the Leitz glass prism R 9 and a synthetic sapphire with reflectance in oil 1,252 % and 0,588 % respectively, at a standard wavelength of 546 nm.

In average 27 measurements on different vitrinite bands were made for each preparation and the mean value was calculated as the arithmetic mean. The huminite-vitrinite mean random reflectance values of the measured samples are given in Table 1. Taking into consideration the variations in reflectance of huminitic macerals, the possible weathering effects and the comparability and precision of the instruments, the data occuracy has been roughly estimated at ± 0,05 to the % R_0 values. The data shown are hence deemed accurate and characteristic at least in the first decimal.

In Table 1 some established or assumed additional data are presented: stratigraphy and absolute ages, maximum depth of burial and basic coal rank parameters, the latter collated from various sources for general information only.

Maximum and minimum reflectances have been measured for three clearly anisotropic coals (Table 2).

From the frequency diagram of the mean random reflectance values R_0 for the measured Slovenian coals can be seen that the majority occupies the reflectance intervals 0,20 to 0,60 % R_0 and 0,75 to 1,0 % R_0, hence appertaining to lower ranks of lignitous as well as bituminous coals (Fig. 3). Higher coalification exhibit the medium volatile coking coal of Šega and the anthracite of Orle, the former uniquely anomalous, the latter highly mature and characteristic for the Ljubljana coal belt. Optical anisotropy is also well evident in the Upper Cretaceous coals of the Littoral belt.

The relationship of measured mean random reflectance with the absolute age of investigated coals shows a general positive correlation (Fig. 4). The re-

lationship of reflectance with maximum depth of burial indicates the time-unstable paleogeothermic gradients (Fig. 5).

An attempt was made to apply the reflectance of coals as an aid in stratigraphic considerations. In the narrow Zreče coal district where several unconformably positioned coal horizons overlie the coal-bearing Upper Cretaceous beds, the very close vitrinite reflectance values of coals cannot but point to a closeness in the stratigraphy, thus strongly indicating the presence of the Paleogene beds (Fig. 6). Un unclear unconformity separates them from the overlying Helvetian beds previously considered as the sole Tertiary member in this area.

On the other hand, the anomalously high rank of the Šega coal, and to a lesser degree also of the adjacent coals to the west in the Konjice belt, can be explained by a local geothermal high coinciding with the Rupelian andesitic volcanism which is evident in that area. Other causes of the locally elevated heat flow density are unlikely. The age of the coal-bearing Šega sequence is consequently pre-Rupelian, the beds probably belonging to Lower Oligocene.

As a direct indicator of the thermic transformation of organic matter in sediments, the established coal ranks also can be applied in the preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the sedimentary beds.

The preliminary rank study of the Slovenian coals embraced not more than a good third of the known coals. When adequately supplemented with new data of additional properly selected and sampled coals, more and better conclusions will be rendered.

Literatura

Alpern, B. 1978, Optical properties of palynomorphs and petroleum potential. Proc. IV int. Palynol. Conf., Lucknow (1976—77) *1*, 110—125.

Alpern, B. 1980, Kérogène, ch. 11: Pétrographie du kérogène. Ed. B. Durand, Edition Technip, Paris.

Alpern, B. 1981, Pour une classification synthétique universelle des combustibles solides. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine *5*, 2, 271—290, Pau.

Ammosov, I. I., Gorškov, V. I. & Grečišnikov, N. P. 1980, Paläogeothermische Kriterien der Verteilung von Erdöllagern. Zeitschr. f. ang. Geol. *26*, 12, 644-646, Berlin.

Aničić, B. & Juriša, M. 1985, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Rogatec. 76 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.

Bartenstein, H. & Teichmüller, R. 1974, Inkohlungsuntersuchungen, ein Schlüssel zur Prospektierung von paläozoischen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten. Forstschr. Geol. Rheinld. u. Westf. *24*, 129—160, Krefeld.

Buntebarth, G. 1979, Eine empirische Methode zur Berechnung von paläogeothermischen Gradienten aus dem Inkohlungsgrad organischer Einlagerungen in Sedimentgesteinen mit Anwendung auf den mittleren Oberrhein Graben. Fortschr. Geol. Rheindl. u. Westf. *27*, 97—108, Krefeld.

Buntebarth, G. 1980, Geothermie. Springer Verlag, Berlin.

Bukovac, J., Poljak, M., Šušnjar, M. & Čakalo, M. 1984, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tumač za list Črnomelj. 63 p., Savezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1977, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač lista Celje. 72 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.

Demann, W., Radmacher, W. & Mantel, W. 1954, Die Internationale Klassifikation der Steinkohlen. Brennst.-Chm. *9/10*, 35, 129—143, Essen.

Drobne, K., Pavlovec, R. & Drobne, F. 1979, Mikrofosilne karakteristike starejšega paleogena na zahodnem obrobju Panonskega bazena. Zbor. radova IV. znanstv. skup. za naftu JAZU, 155—172, Zagreb.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. Geologija *23*/1, 1—157, Ljubljana.

Engelhardt, H. 1902, Tertiärpflanzen von Stranitzen, Schega und Radeldorf in Steiermark. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. u. Orients XIV, Wien and Leipzig.

Francis, W. 1954, Coal — its formation and composition. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London.

Hamrla, M. 1952, Prispevek h geologiji produktivnega senona na področju Grdeličke klisure v južni Srbiji. Geologija *1*, 243-261, Ljubljana.

Hamrla, M. 1959, O pogojih nastanka premogišč na krasu. Geologija *5*, 180 do 264, Ljubljana.

Hoernes, R. 1893, Die Kohlenablagerungen von Radeldorf, Stranitzen und Lubnitzengraben bei Rötschach und von St. Britz bei Wöllan in Untersteiermark. Mitth. d. naturw. Ver. f. Stmk., Jahrg. 1892, *29*, 275—295, Graz.

ICCP, 1957. International handbook of coal petrography, 1. izd. (z dodatki iz 1971 in 1975). C.N.R.S., Paris.

Jacob, H. 1980, Die Anwendung der Mikrophotometrie in der organischen Petrologie. Leitz Mitteil. f. Wissensch. u. Tech. VII, 7, Wetzlar.

Jugoslovanski standard JUS B. HO. 001. 1984 (a) Premog — splošna razvrstitev. Zvezni zavod za standardizacijo. Pravilnik št. 50-10166/1 z dne 1984-06-28. Uradni list SFRJ št. 45/84, Beograd.

Jugoslovanski standard JUS B. HO. 005. 1984, (b) Naravna trdna goriva — razvrstitev rjavih premogov in lignita v vrste po deležu skupne vlage in katrana. Zvezni zavod za standardizacijo. Pravilnik št. 50-10166/1 z dne 1984-06-28. Uradni list SFRJ št. 45/84, Beograd.

Karweil, J. 1855, Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. Z. Dtsch. Geol. Ges. *107*, 132—139, Stuttgart.

Koch, J. 1969, Heufigkeitsverteilungen von Vitrinit-reflexionswerten und reflexionsmässig unterscheidbare Vitrinite. ICCP poročilo.

Kreulen, D. J. 1952, Sulphur coal of Istria. Fuel *31*, 4, 462—467, London.

Künstner, E., Sontag, E. & Süss, M. 1980, Zur petrographischen Bewertung von Braunkohlen für die Praxis — Möglichkeiten, Fortschritte und Probleme. Zeitschr. f. ang. Geol. *26*, 5, 237—243, Berlin.

Marchioni, D. L. 1983, The detection of weathering in coal by petrographic, arheologic and chemical methods. Int. J. of Coal Geol. *2*, 231—259, New York.

McCartney, J. T. & Teichmüller, M. 1972, Classification of coals according to degree of coalification by reflectance of the vitrinite component. Fuel *51*, January, 64—68, London.

Mikuž, V. 1979, Srednjeeocenski moluski iz Lepene. Geologija *22*/2, 189—224, Ljubljana.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač za list Slovenj Gradec. 74 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.

Oberhauser, R. 1980, Der geologische Aufbau Österreichs. Springer Verlag, Wien; New York.

Pavšič, J. & Pleničar, M. 1981, Danijske plasti v Sloveniji. Zbornik referatov *2*, 13—20, Odsek za geologijo FNT Univerze E. Kardelja v Ljubljani.

Petrascheck, W. 1921/22, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten; II. Allgemeine Kohlengeologie. Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb. *79*/70, 3, Katowice.

Pleničar, M. & Premru, U. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. 61 p., Tolmač za list Novo mesto. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Robert, P. 1980, Kerogen, ch. 12: The optical evolution of kerogen and geochemical histories applied to oil and gas exploration. Ed. by B. Durand, Edition Technip, Paris.

Robert, P. 1981, Classification of organic matter by means of fluorescence; application to hydrocarbon source rocks. Int. J. of Coal Geol. *1*, 101—137.

Robert, P. 1985, Histoire géothermique et diagenèse organique. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem. *8*, Pau.

Rolle, F. 1858, Geologische Stellung der Sotzka Schichten. Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss., XXX, 24—25, Wien.

Stach, E., Taylor, G. H., Mackowsky, M. Th., Chandra, D., Teichmüller, M. & Teichmüller, R. 1975, Stach's textbook of coal petrology. Gebr. Bornträger, Berlin-Stutgart.

Süss, M. 1959, The petrography of xylites. Forschungs. A *148*, 14—33, Freiburg.

Štrucl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija *13*, 5—20, Ljubljana.

Teichmüller, M. 1962, Die Genese der Kohle. Compte rendu du quatr. congrès des études et de géol. du Carbonifère (Heerlen, 1958) III, 699—722.

Teichmüller, M. 1971, Anwendung Kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl — und Erdgasprospektion. Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie ver. m. Brennstoff-Chemie *24*, 2, 69—76, Hamburg.

Teichmüller M. 1974, Entstehung und Veränderung bituminöser Substanzen in Kohlen in Beziehung zur Entstehung und Umwandlung des Erdöls. Fortschr. Geol. Rheindl. u. Westf. *24*, 65—112, Krefeld.

Teichmüller, M. 1981, Braunkohlenmikroskopie — Entwicklung und Stand der Methoden. Fortschr. Geol. Rheindl. u. Westf. *29*, 449—468, Krefeld.

Teichmüller, M. & Ottenjann, K. 1977, Liptinite und lipoide Stoffe in einem Erdölmuttergestein. Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie ver. m. Brennstoff—Chemie *30*, 9, 387—398, Hamburg.

Teichmüller, M., Teichmüller, R. & Weber, K. 1979, Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. *27*, 201—276, Krefeld.

Volkmann, N. 1982, Die Anwendung fluoreszenzmikroskopischer Arbeitsmethoden in der Petrologie von Weichbraunkohlen. Freib. Forsch. H. C 377. Bergak. Freiberg.

Zollikofer, Th., 1859, Die geologischen Verhältnisse des Drannthales in Untersteiermark. Jb. Geol. R. A. *10*, 209—216, Wien.

GEOLOGIJA 28/29, 319—336 (1985/86), Ljubljana

UDK 553.96:551.782.791:551.24(497.12)=863

Premogova plast Rudnika lignita Velenje

Coal seam of the Velenje coal mine

Aleksander Brezigar
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Članek opisuje lego in obliko premogove plasti Rudnika lignita Velenje (Slovenija, Jugoslavija). Premogišče so pričeli raziskovati že pred več kot sto leti. Lignit je pliocenske starosti. Njegova plast ima v vseh smereh obliko sinklinale, pri čemer je njen južnovzhodni del tektonsko poškodovan. Proti robovom se tanjša in izklinja, proti severozahodu pa se razveja v množico tankih jezikov. Podlago velenjske udorine gradijo triasne, oligomiocenske in miocenske plasti. Udorino zapolnjujejo spodaj klastične usedline, ki navzgor prehajajo iz glinastih in premogovo glinastih plasti v en do 165,8 m debel premogov sloj. V krovnini premoga leži klastična jezerska skladovnica, ki se pri vrhu zaključuje s terestričnimi villafranckijskimi usedlinami.

Abstract

The article deals with the position and the shape of the coal-bearing area, exploited by the Velenje coal mine (Slovenia, Yugoslavia). First investigations of the coal field started for more than 100 years ago. The Pliocene and Pleistocene coal measure sequence contains a thick seam of low-rank coal (lignite) of Pliocene age. The coal seam is basin-shaped in all directions. Its south-eastern limb is tectonically strongly affected. Towards the flanks of the basin the coal seam becomes thinner and marginally peters out, except at its northwestern border where it splits into a number of thin seams. The base of the depression is built up by the Triassic, Oligo-Miocene and Miocene beds. The overlying Pliocene sediments pass upwards gradually into clayey-coaly beds which go over into one single, up to 165,8 m thick, coal seam. The hanging wall beds are represented by a clastic limnic succession, topped by the terrestrial depositions of Villafranchian.

Pojasnilo: Prispevek »Premogova plast rudnika lignita Velenje« je bil prebran na simpoziju o geologiji Šaleške kotline v Titovem Velenju leta 1983. Izvleček je pod istim naslovom izšel v Geološkem zborniku 3, 1983, Odsek za geologijo, Ljubljana, v celoti pa naj bi izšel v Geološkem zborniku 6. Ker ta zaradi denarnih težav ni izšel, objavljamo celoto šele sedaj. Prispevek podaja stanje raziskav v letu 1983.

Uvod

Premogišče rudnika lignita Velenje leži v Šaleški dolini kakih 80 km severovzhodno od Ljubljane (sl. 1). Glavne geološke razmere so že dolgo znane. Novejše razisave so potekale v letih 1980 do 1982, ko smo posvetili posebno pozornost premogovi plasti. Tedaj smo razjasnili geološke razmere na severozahodni strani, kjer se v premog zajedajo fluvialni nanosi, in v osrednjem severnem delu, kjer se premogova plast razteza daleč na sever. Dobili smo tudi nove pomembne podatke o odnosih premog — podlaga in premog — debelozrnati klastiti.

V tem delu opisujemo strukturna dognanja o premogovi plasti, njeno lego v Šaleški dolini ter v premogonosni pliopleistocenski skladovnici. Podajamo osnovne tehnične lastnosti premoga ter pregled zgodovinskih raziskav. Iskreno se zahvaljujemo Francu Pucu, dipl. inž. rud., ki je v poglavju Osnovne lastnosti premoga dopolnil besedilo o premogovih tehničnih lastnostih.

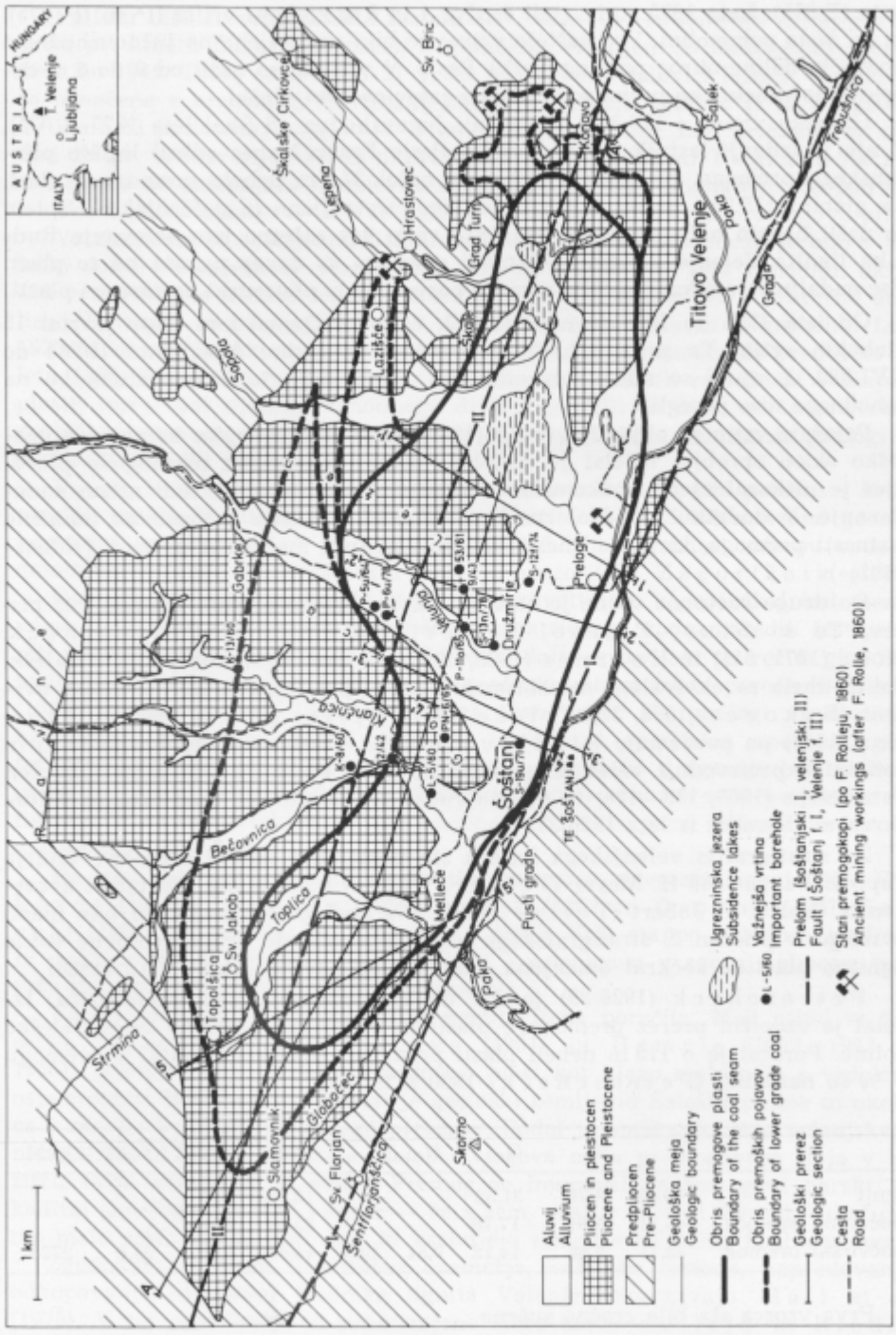
Dosedanje raziskave

Prvo obdobje raziskav je trajalo do leta 1945, drugo pa po letu 1945. O premogu v Šaleški dolini je prvi pisal pater S t e i z leta 1766 v poročilu Štajerski kmetijski družbi. Prav tako v obliki poročila je leta 1767 odkritje premoga potrdil upravitelj Rudarskega sodniškega urada v Gradcu I v a n F u c h s, ki je opisal več izdankov skrilavega in tankega sloja v koritih Pake in Lepene ter po njivah (M a l i et al., 1975). Na podlagi objavljenih virov (R o l l e, 1860, 4) sklepamo, da je o geoloških podatkih in premogu prvi pisal B o u é. V razpravi Aperçu sur la constitution géologique des Provinces Illyriennes, Mémoires de la Soc. géol. de France, II, 1, Paris, ki je izšla leta 1835 (S t u r, 1871, XIII), je B o u é omenil šoštanjske laporje z lignitom, polži in školjkami.

Prvič so bile podeljene odkopne koncesije leta 1844 za premogokop Pesje, ki je bil predhodnik današnjega rudnika. Lastnik je postala Premogokopna družba na reki Savi pri Zagorju (M o h o r i č, 1978, 91). Odkopavali so tanek sloj slabe kakovosti, za katerega trdimo, da je bil villafranckijske starosti, torej sloj iz zgornjega dela velenjske premogonosne skladovnice.

Premog kot geološki pojav je opisal tudi R o l l e (1857, 448). Piše o lignitnem nahajališču v Šaleški dolini, ki naj bi nastalo v spodnjem terciarju v sladki vodi. V geološkem prerezu (str. 465) prikazuje apneno in dolomitno podlago, na kateri ležijo »šoštanjski sladkovodni laporji« s premogom. Izredno pomembno delo je R o l l e objavil leta 1860. To je v celoti posvečeno geologiji Šaleške doline. Objavil je prvi geološki zemljevid tega področja in na njem označil kraje, kjer so odkopavali lignit (sl. 1). Zelo natančno je opisal sestavo premogonosnih plasti in bližnje okolice. Opisal je premog pri Pesju, pri kmetu Lukežu (današnje Lazišče), severno od Konovega in pri gradu Turn, vendar jih ni ločil po starosti. Danes namreč mislimo, da so izdanki pri Pesju villafranckijske starosti, ostali pa pliocenski, torej iz plasti premoga, ki jo izkoriščajo v sedanjem rudniku. R o l l e je paleontološko obdelal fosilne polže in školjke in plasti s premogom uvrstil v najmlajši pliocen. Skladovnico je označil kot »šoštanjske lignitne plasti«, premogišče pa »šoštanjsko lignitno ležišče«.

Z vrtalnimi deli so začeli leta 1873. V tem in naslednjem letu so najprej izvrtali štiri vrtine globine 17 do 53 m (vrtine A, B, C in D/874), leta 1875 pa še



Sl. 1. Velenjsko premogišče
Fg. 1. The Velenje coal basin

peto (E/875). Leta 1875 so izvrtali še dve 4 in 8 m globoki vrtini (I^x in II^x/875), ki pa nista pomembni. Vse naštete vrtine so bile zastavljene na južnovzhodnem področju doline okrog premogovnika Pesje. V vrtinah so našli od 0 do 8 m debelo villafranckijsko premogovo plast z jalovinastimi vložki.

Globoko vrtino s 176,3 m so izvrtali jugovzhodno od Škal leta 1875 (I/875). Z njo je tedanji lastnik premogovnika Pesje Franc Mages odkril ležišče pliocenskega premoga. Na globini 101 m je našel 37,6 m debelo premogovo plast, na globini 175,9 m pa so navrtali podlago, sestavljeno iz peščenjakov. S tem so našli bogato nahajališče in leto 1875 velja kot začetno leto delovanja Rudnika lignita Velenje. Pojem »velenjski premog« se danes nanaša na to plast. Vse nadaljnje raziskave so bile namreč posvečene le pliocenski premogovi plasti.

Od leta 1884 do 1889 je novi lastnik rudnika Daniel von Lapp izvrtal 15 globokih vrtin. Te so v arhivih označene z rimskimi številkami II/884 do XVI/889. Z njimi so odkrili vzhodni del velenjskega ležišča, medtem ko na zahodnega niso posegli.

Položaje vrtin je objavil Riedl (1887), dal litološke opise kamnin in geološko skico obrobja. Izdelal je vzdolžni prerez pliocenske premogove plasti, kjer je prikazal njeno enakomerno tonjenje. Predvideval je tudi njeno nadaljevanje. V dodatku je podal rezultate kemijskih analiz in osnovne tehnične lastnosti premoga, ki ga je imenoval lignit in tudi močvirski premog (»Moorkohle«).

Do druge svetovne vojne je omenilo ali na kratko opisalo premog več piscev. To so Stur, Friese, Teller, Hoernes in Petrascheck. Stur (1871, 611) in Hoernes (1903, 1013) sta premogonosne plasti v Šaleški dolini imela za ekvivalent moosbrunskih plasti pri Dunaju, kar je danes ovrženo (Rakovec, 1968, 27), Friese (1891), Teller (1896 in 1898) in Hoernes (1903) pa povzemajo Riedlove podatke. Predvsem tehnični podatki in podatki o proizvodnji velenjskega rudnika so v zborniku Die Mineralkohlen Österreichs (1903, 132—135) in drugih rudarskih zbornikih, med drugim v Rudarskem zborniku iz leta 1936/37.

Za stratigrafijo velenjskega ležišča sta pomembni najdbi ostankov tapirja *Tapirus hungaricus* H. Meyer (Teller, 1889) in mastodonta *Mastodon arvernensis* Croizet et Jobert (Teller, 1891). Na podlagi teh najdb so bile plasti uvrščene v pliocen. S stratigrafskega pogleda je bila do druge svetovne vojne lignitna plast še večkrat omenjena, podatke pa navaja Rakovec (1968).

Petrascheck (1926/29) je dal dokaj pomemben opis premogišča. Izdelal je vzdolžni prerez premogove plasti in pregledno geološko skico Šaleške doline. Poročal je o 115 m debeli plasti premoga. Analizni podatki o premogu v % so naslednji (Petrascheck, 1926/1929, 345):

	C	H	O	N	S	vlaga	pepel	koks	kkal
lignit	46,42	4,78	31,52			15,70	1,58		
močvirski premog	44,51	3,51	17,76			25,16	8,96		
močvirski premog	32,71	2,68	14,12	0,51	1,65	40,48	9,50	27,6	2728

Prva vzorca sta bila zračno sušena.

Po letu 1889 so vrtalna dela zastala, le v letu 1917 so naredili nekaj plitvih vrtin pri kmetu Lukežu (Lazišče). Z globokim vrtanjem so nadaljevali v letih 1941 do 1945. Tedaj so izvrtali 21 vrtin na vzhodni polovici ležišča. V arhivih so označene z arabskimi številkami skupaj z letnico vrtanja (1/42 do 21/44). Vrtina 9/43 je dosedaj najgloblja vrtina v Šaleški dolini. Leži približno na sredini doline, vendar kljub 869 m ni prevrtala terciarnih plasti. Na globini 798,1 m so naleteli na peščenjake domnevno miocenske starosti. Dognali so, da pod velenjsko lignitno plastjo ne leži še kakšna debelejša pliocenska premogova plast.

Vrtalna dela so se zelo razmahnila po letu 1945. Po evidencah je bilo v Šaleški dolini od začetkov vrtanja leta 1873 do konca leta 1982 izvrtanih okrog 450 vrtin skupne dolžine okrog 241.400 m, ki so pomembne za strukturno analizo. Večinoma so premog prevrtali, včasih pa so se ustavili v krovnini. Leta 1920 so uvedli jamsko raziskovalno vrtanje, ki se je razmahnilo predvsem po letu 1960. Z vsemi temi raziskavami so dokončno določili razsežnost velenjske plasti, torej tudi njenega zahodnega dela. Ugotovili so osnovno in podrobno geološko sestavo krovnine in talnine ter dobili podatke o kamninski podlagi in tektonski zgradbi področja.

Po letu 1945 so zelo razvili tehnične raziskave. Prvi črpalni poizkus v krovninskih peskih je bil narejen leta 1955 na vrtini 35/55. Z intenzivnimi geomehanskimi raziskavami so pričeli po letu 1965. Na nevarnost vdorov vode iz dolomitne podlage in površinskih jezer je opozoril že Zagoričnik (1955).

Geološke razmere so kmalu začeli preiskovati tudi z geofizikalnimi meritvami. Leta 1959 so z metodo specifičnega električnega upora naredili šest prečnih prerezov preko Šaleške doline. Od tedaj dalje opravljajo na večini globokih vrtin karotažne meritve. O uspešnosti geofizikalnih raziskav poroča Ravnik (1961), ki prilaga tudi litološke stolpce treh vrtin. Na podlagi vrednotenja karotažnih diagramov (lastni potencial, navidezna specifična upornost, geotermične meritve) je krovninsko skladovnico razdelil v zgornji bolj peščeni in spodnji manj peščeni del. Leta 1976 so izvedli še meritve mikroseizmične refleksije, ki so zajele tektonsko bolj razgibani južni del jame Velenje, to je tako imenovano južno krilo.

Po letu 1945 omenjajo ali na kratko opisujejo velenjsko nahajališče Rakovec (1951), Pleničar (1956), Melik (1957) in Drobne (1967). Šercelj (1968, 379 in 393) in Rakovec (1968, 327) sta po pelodnih analizah in mastodontovih ostankih uvrstila plasti s premogom v zgornji pliocen, najvišji del krovnine pa v spodnji villafranckij.

Veliko praktično vrednost imajo neobjavljena poročila. Med njimi so posebno pomembna dela Rijavčeve (1951) in Hamrle (1952, 1953 in 1955). Hamrla je opisal premogovno plast kot blago sinklinalo z vzdolžno osjo v smeri WNW—ESE. Izdelal je geološki zemljevid Šaleške doline in okolice v merilu 1 : 10.000 ter mnogo prerezov. Podal je obris celotnega velenjskega nahajališča skupaj z zahodnim delom. Njegova meja premogovega sloja v ležišču velja večinoma še danes. Premog je imenoval »nehomogeni barski ali ksilitni premog«, pa tudi »lignit — če s tem, vsaj v srednji Evropi, označujemo malo zrele mlade premoge, ki vsebujejo razločne vključke fosilnega lesa«.

Zgodovino raziskav, lastninska razmerja, odkopne metode, napredovanje odkopavanja in razvoj Rudnika lignita Velenje obravnavajo Mali et al. (1975). V tej publikaciji so ponatisnjene stare karte Rolleja in Riedla

ter situacijski načrt REK Velenje, objavljena sta tudi dva prečna in en vzdolžni, vsi zelo poenostavljeni prerezi nahajališča.

Hribar (1982) je opisal velenjsko širokočelno odkopno metodo in orisal tudi premogovo plast. Poroča, da je bilo v 107 letih izčrpano približno 100 milijonov ton premoga, po sedanjih kriterijih pa imajo še 200 milijonov ton eksploatacijskih rezerv, kar ni dokončno. Maja 1983 je v Velenju potekal simpozij Geologija Šaleške kotline. Tam so paleontološki prispevki ponovno potrdili pliocensko starost premogonosnih plasti, vendar je bila opravljena delna revizija. V zgornji pliocen je bil uvrščen le večji del krovnine, v villafranckij najvišji del krovnine, spodnji del krovnine, premog in talnina pa so bili označeni samo kot pliocenski (Brezigar et al., 1983, 31).

V novejšem času je premogišče na kratko opisano v številnih učbenikih o premogih (Pantić et Nikolić, 1973; Nikolić et Dimitrijević, 1980 in 1981).

V poimenovanju premogišča so dosedaj uporabili imena Šoštanj, Velenje in Šaleška dolina. Primeri: »Kohle des Beckens von Schönstein« (Hoernes, 1903, 1012), »ispitivanja u velenjskom ugljenom basenu« (Ravnik, 1961, 1) ali »Der Lignit des Schallthales« (Riedl, 1887, 141). Po letu 1918 ga večinoma imenujejo po mestu Velenje velenjski premog.

Osnovne lastnosti premoga

Premog je nastal v pliocenskem sladkovodnem močvirju, subtropskem podnebju, v iglasti floristični fazi, imenovani »*Taxodium* flora« (Šercelj, 1968, 383). Po zrelosti je mlad premog. Nikolić et Dimitrijević (1980, 29) ga imenujeta rjavi premog ali lignit barjanskega tipa. Njegova petrografska sestava je naslednja (Nikolić et Dimitrijević, 1980, 109):

detrit — teksto	tekstit — gelo	fuzit
58,36%	38,42 %	3,22 %

Večinoma ga sestavljajo detrit-teksto, torej negelificirani in stisnjeni rastlinski ostanki brez strukture, manj gelificirano lesno tkivo z dokaj ohranjeno celično strukturo. Ostanek je fuzit.

Premog vsebuje spremenljivo primes anorganskih snovi. Večino teh tvorijo gline različnega mineralnega izvora, nekaj je kalcita in aragonita, sadre, pirita, markazita in siderita. Zanimive so epigenetske žilaste ali do pesti velike gomoljaste rumeno oranžne mineralne zmesi. Dosedaj so bile najdene predvsem na južnem delu premogišča, ki je tektonsko zelo pretrt. Rudarji so opazili, da se na južnem delu (južno krilo) pojavljajo v zvezi s samovžigi. Leta 1979 je mineraloška rentgenska analiza pokazala, da so sestavljene iz aragonita in sadre. Interpretacijo rentgenograma je opravil M. Mišič. Aragonit se iz vodnih raztopin obarja pri temperaturi nad 30 °C, najpogosteje pa v temperaturnem območju od 30 do 60 °C (Lipmann, 1973, 104). Prisotnost sulfatov v raztopinah pospešuje njegovo rast. Sadra se iz vodnih raztopin izloča pri temperaturah pod 60 °C, če v vodi niso raztopljene druge soli (Langbein et al., 1982, 204), sicer je njena temperaturna meja obarjanja nižja in se namesto nje začne izločati anhidrit. Iz tega sklepamo, da je navedena mineralna mešanica nastala iz vod-

nih raztopin pri temperaturi med 30 in 60 °C in da resnično kaže na zvišane temperaturne razmere oziroma oksidacijo premoga.

Vsebnosti anorganskih snovi v premogu se kažejo v množini pepela. Ta se v premogovi plasti zmanjšuje od spodaj navzgor. Najboljši premog je pri vrhu. V premogu, ki ga odkopavajo danes, je pepela okrog 10 %, njegova vsebnost pa je od 5 do 40 %.

Po podatkih hidrološke službe Rudnika lignita Velenje znaša vlaga jamsko vlažnega premoga od 15 do 35 %, lahko pa tudi do 45 %. Žvepla v pepelu, računano na suho substanco, je od 0,5 do 2,0 %. Srednja prostorninska teža jamsko vlažnega premoga kurilne vrednosti več kot 8300 kJ/kg je 1,28 g/cm³, sicer pa tudi precej niha. Srednja kurilna vrednost odkopanega premoga je 9500 kJ/kg, odkopavajo pa premog z vrednostmi od 7500 do 12600 kJ/kg. Pri raziskovanjih registrirajo premog od 4200 kJ/kg naprej, za eksploatabilne pa imajo le premog z več kot 7500 kJ/kg.

Tehnična analiza sušenih primerkov velenjskega ksilita in barjanskega premoga (Nikolić et Dimitrijević, 1981, 403) v % je naslednja:

parametri	ksilitni premog	barjanski premog
vlaga	11,67	15,12
pepel	13,05	9,79
S skupni	2,35	2,03
S vezani (v pepelu)	1,11	1,16
S gorljivi	1,24	1,15
koks	45,16	40,72
C-fiks	32,11	30,93
hlapljive snovi	43,17	44,16
gorljive snovi	75,28	75,09
zgornja kurilna vrednost	19 660 kJ/kg	19 660 kJ/kg
spodnja kurilna vrednost	18 828 kJ/kg	18 619 kJ/kg

Velenjsko premogišče je razdeljeno na vzhodni del, to je jama Velenje, in zahodni del — jama Šoštanj, ki še ni odprta. Pri računu bilančnih zalog upoštevajo plast, debelejšo od 10 m. Celotno nahajališče je v začetku imelo okrog 750 milijonov ton geoloških zalog, trenutne eksploatacijske zaloge pa cenijo na okrog 200 milijonov ton (Hribar, 1982). Ogromne zaloge so odvisne od odvodnjevanja prikamnin, nekateri deli ležišča pa niso dovolj preiskani. Doslej so odkopali okrog 100 milijonov ton premoga.

Jamski kop sega do globine 450 do 500 m. Odkopavanje je skoraj v celoti mehanizirano in poteka z velenjsko širokočelno metodo v dveh enačicah. Prva je odkopna metoda s horizontalno koncentracijo, kjer je odkopna višina 3 m, druga pa je odkopna metoda z vertikalno koncentracijo in odkopno višino 11 m. Dolžina čel je okrog 60 do 120 m. V letu 1981 so nakopali nekaj več kot 5,000.000 ton premoga.

Lega in oblika premogove plasti

Oblika premogove plasti je prilagojena paleomorfološkim in geološkim značilnostim ozemlja, večinoma sledi tudi sedanji zemljepisni podobi. Sloj se vleče po večjem delu Šaleške doline, ki je intramontana neotektonska udorina. Vzdolžna os premogišča poteka v smeri udorine, to pomeni, da se od zahoda proti vzhodu vleče v smeri NW-SE in se nato blago odkloni v glavno smer WNW-ESE. Premogišče je dolgo okrog 8,3 km, široko pa okrog 1,5 km, največ 2,5 km. Na veliko večji površini kot premog opažamo premogove pojave (sl. 1), to so jalovinske pole premoga, črne premogove gline, rjavi melj in rjave gline.

Predpliocensko podlago premogonosne skladovnice delimo na dva dela, ki sta ločena z močnim velenjskim prelomom. Južno od tega preloma so triasne plasti odrezane in nastopijo oligomiocenski skladi. Severno od velenjskega preloma prevladujejo dolomiti spodnje-, srednje- in zgornjetriasne starosti, med spodnje- in zgornjetriasnimi dolomiti so vložki skrilavcev. Ob severnem robu Šaleške doline so še karbonski in permski konglomerati, peščenjaki, glinasti skrilavci in neskladoviti kristalasti apnenci.

Na vzhodu pri Hrastovcu najdemo sladkovodne laporje in peščenjake z rjavim premogom, ki jih v starejši literaturi uvrščajo v oligocen, v novejšem času pa domnevajo eocensko starost. Na zahodu pri Topolšici leži nad triasnimi plastmi nekaj 10 m debela skladovnica verjetno miocenskih laporjev, peščenjakov in konglomeratov. Ozemlje severno od velenjskega preloma je tektonsko zelo pregneteno in grudasto prelomljeno, deloma so plasti tudi v inverzni legi.

Oligomiocenske plasti nastopajo južno od velenjskega preloma. Razvite so kot sivica in smrekovške plasti. Sivico sestavlja morska laporasta glina, večkrat prepletena s kalcitnimi žilicami. Vsebuje značilno foraminiferno združbo. Smrekovške plasti gradijo andezitni tufi, tufske breče, tufske gline in redko andezit. Južni rob velenjske udorine je omejen s šoštanjskim prelomom. Med velenjskim in šoštanjskim prelomom nastopajo tudi spodnjemiocenski laporji in zelenkasti peščenjaki večinoma s karbonatnim vezivom ter srednjemiocenski litotamnijski apnenci in kalkareniti.

Oligomiocenska smrekovška serija in sivica prihajata na dan ob južnem robu udorine. Na južnem obrobju so še zgornjekarbonski apnenci, triasne plasti, podobne tistim na severnem obrobju, dacitni tuf in spremljajoči laporji miocenske starosti.

Udorino zapolnjuje **velenjska premogonosna skladovnica** pliocenske in pleistocenske starosti. Sestavljajo jo menjavajoče in prepletajoče se plasti glin, meljev, peskov, proda, glinovcev, meljevcev, laporjev in konglomeratov. Med njimi leži velenjska premogova plast, ki ima v vseh prerezih sinklinalno obliko. Na južnem robu ob šoštanjskem prelomu je ponekod tektonsko razlomljena.

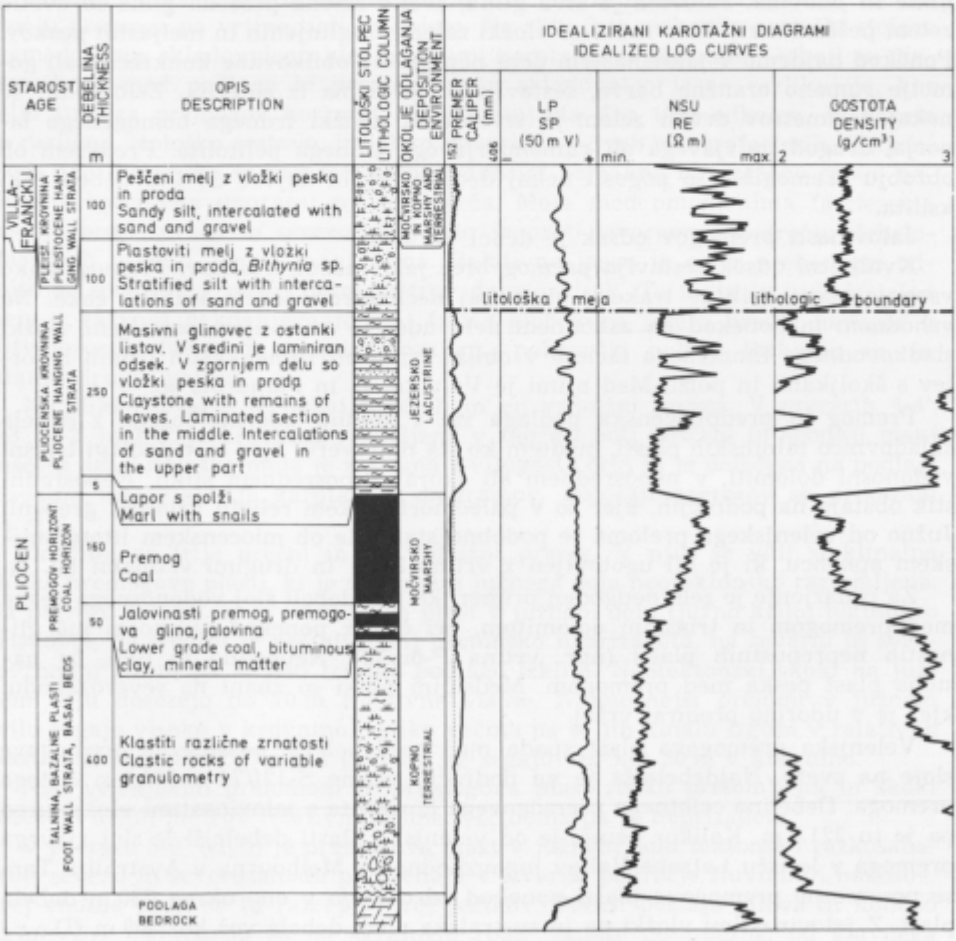
Premogonosna skladovnica pomeni zaokrožen sedimentacijski ciklus, ki prehaja od kopne faze pri dnu preko močvirske faze v jezersko in spet od jezerske preko močvirske v kopno. Močvirski in jezerski razvoj kažejo gline, glinovci, melji, meljevci, laporji, laporaste gline in glinovci, premog, jalovinasti premog in premogova glina. Stopnja trdnosti je glede na lego v skladovnici različna.

Iz močvirskih in jezerskih kamnin, ki predstavljajo mirno sedimentacijsko okolje, izstopajo peski in prodi ter do meter debeli vložki s kalcitnim vezivom zlepljenih konglomeratov ali peščenjakov. Te plasti so bile prinesene s severa

in so zasipi nekdanjih rek in hudournikov. Nanesene so v obliki velikega vršaja, ki se je razprostiral od vznožja gora na severu ter se na jugu pahljačasto zaključil v opisanem jezeru ali močvirju. Koren vršaja je ležal na področju današnjih Raven. V vršaju so se posamezne struge selile, kar se danes odraža kot menjavanje različnih plasti. To je posebej izrazito v sredini severnega dela udorine.

Celotna plio-pleistocenska skladovnica je debela nad 1000 m. Glede na premog jo delimo v talnino, premogov horizont in krovnino (sl. 2).

Talnina. Nastanek velenjske udorine postavljamo med zgornji del srednjega pliocena in začetek günškega glaciala (P r e m r u , 1976, 228). Paleoerozijsko delovanje na predpliocensko podlago je moralo potemtakem potekati še v začetku srednjega pliocena. Sledila je tektonska faza, zaradi katere so nastale spodaj najprej debeloklastične in zgoraj drobnejše bazalne plasti. Peščena in



Sl. 2. Geološki stolpec velenjske premogonosne skladovnice
Fig. 2. Geologic column of the Velenje coal-bearing strata

prodnata zrna v teh so različno velika, pomešana brez reda in povezana z meljasto in glinasto osnovo. V spodnjem delu bazalnih plasti nastopajo odlomki različnih okoliških kamnin, glinasto-meljasti prod in pesek ter peščeni in prodnati melj. V višjih delih so predvsem peščeni in prodnati melj ter glina z vložki glinasto-meljastih, precej sprijetih peskov.

Debelino bazalnih plasti cenimo na okrog 350 do 400 m.

Premogov horizont. Bazalne plasti so različne paleoreliefne oblike zapolnile in izravnale. Ugrezanje doline se je nadaljevalo in nastajalo je močvirje. Močvirski sedimenti so začeli nastajati najprej občasno, nato pa neprekinjeno skozi dolgo obdobje. Tako delimo premogov horizont, ki se začne s pojavljanjem premogovih glin in konča s čistim premogom, na spodnji jalovinasti in zgornji kvalitetni odsek.

V jalovinastem odseku se menjavajo premog, jalovinasti premog, premogove gline in jalovina. Jalovina je siva glina, svetlo zelena peščena glina in svetlo zeleni peščeni melj. Zelo redki so vložki zelenih zaglinjenih in meljastih peskov. Ponekod najdemo v jalovinastem delu nepravilno oblikovane konkrecije ali gomolje rumeno oranžne barve, sestavljene večinoma iz siderita. Zelo redki so nekaj decimetrov debeli zeleni in sivo zeleni vložki trdnega homogenega laporja, drugod pa rjavega ali rumeno rjavega trdnega pelitolita. Predvsem ob obrobju premogišča so pogosti nekaj decimetrov in največ do 1 m debeli čoki ksilita.

Jalovinasti premogov odsek je debel do 50 m.

Kvalitetni odsek sestavlja premog brez jalovinastih vložkov. Premog lahko vsebuje rjave ksilitne trakove ali nekaj decimetrov debele ksilitne čoke. Na vzhodnem in ponekod na zahodnem delu udorine so v njem osamljeni vložki sladkovodnega limničnega faciesa v obliki črnih ali rumenkastih trdnih laporjev s školjkami in polži. Med njimi je *Valvata* sp. in *Planorbis* sp.

Premog in predpliocenska podlaga sta v sredini udorine ločena z debelo skladovnico talninskih plasti, medtem ko sta na severu, kjer so v podlagi triasni vodonosni dolomiti, v neposrednem ali skoraj neposrednem stiku. Neposredni stik obstaja na področjih, kjer so v paleomorfološkem reliefu vzvišeni grebeni. Južno od velenjskega preloma je podobno stanje le ob miocenskem litotamnijskem apnencu, ki je bil ugotovljen z vrtino 53/61 in drugimi vrtinami (sl. 1).

Za rudarjenje je zelo neugoden primer, ko leži debeli sloj vodonosnega peska med premogom in triasnim dolomitom, pri čemer ponekod ni skoraj nič glinastih neprepustnih plasti (npr. vrtina P-6u/78). Neugodno je tudi, če nastopa plast peska med premogom. Medslojni peski so znani na severozahodu, kjer je v udorino prodiral vršaj.

Velenjska premogova plast spada med najdebelejše posamezne premogove sloje na svetu. Najdebelejša je na področju vrtine S-12f/74 s 165,8 m čistega premoga. Debelina celotnega premogovega horizonta z jalovinastimi vložki vred pa je tu 221,9 m. Kolikor vemo, je od velenjske plasti debelejši le sloj rjavega premoga v ležišču Latrobe Valley jugovzhodno od Melbourna v Avstraliji. Tam se posamezne premogove plasti ponekod združujejo v eno okrog 230 m debelo plast. Z jalovinastimi vložki pa je avstralska plast debela več kot 300 m (D o r l i n g , 1979, 23).

Krovnina. Velenjska udorina se je po odložitvi premoga pogrezala še na-

prej, istočasno pa so jo zasipavali krovninski sedimenti. Meja premog-krovnina je ostra. Neposredno nad premogom leži tanka plast laporja ali laporastega glinovca z ostanki polžev in školjk. Sledi debela skladovnica drobnozrnatih limničnih in debelozrnatih fluvialnih plasti. V najvišjem delu se spet pojavijo močvirski melji, ponekod tudi tanka plast premoga, še višje pa kopni peščeni melji in grušči villafranckijske starosti. V pliocen uvrščamo celoten jezerski razvoj, v villafranckij ali spodnji pleistocen pa močvirski in kopni razvoj pri vrhu skladovnice. Litološki prehod iz pliocena v villafranckij je postopen.

Na sredini udorine je med premogom in krovninskimi peščenimi nanosi nekaj deset metrov debela za vodo relativno neprepustna plast glinovcev in meljevcev. Proti severu se tanjša, tako da sta premog in krovninski pesek ponekod v stiku. Na sredini je krovninska skladovnica debela okrog 450 m, od tega odpade na villafranckijske plasti okrog 100 m.

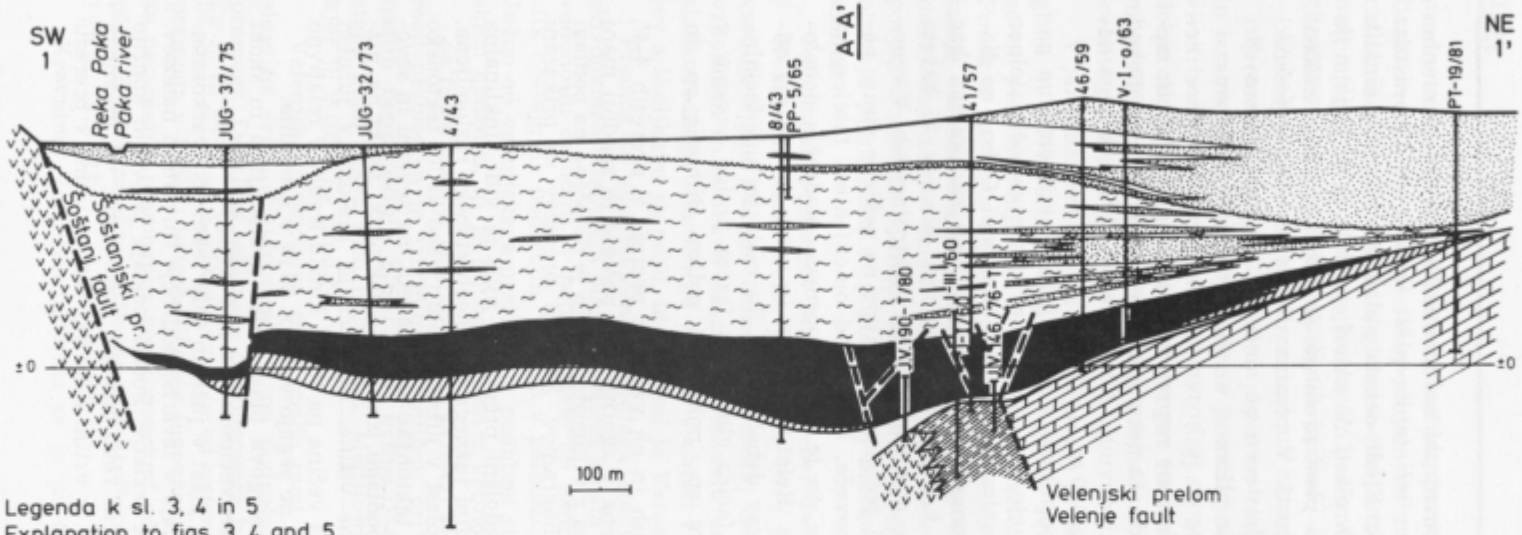
Opisani litološki razvoj stalno spremljajo s karotažnimi meritvami, na področju premoga pa vrtine tudi jedrujejo. Na sliki 2 je prikazan geološki stolpec premogonosne skladovnice z idealiziranimi karotažnimi diagrami. Odboji na diagramih se med podlago in premogonosno skladovnico jasno razlikujejo, kar velja tudi za premogov horizont. V krovnini sta dva tipa odbojev, ki kažeta na različno litološko sestavo, in lahko govorimo o dveh elektrofaciesih. V zgornjem delu krovnine se namreč lastni potencial pomakne na peščeno stran, navidezna specifična upornost pa se poveča. Meja med omenjenima fasciesoma postaja proti severu in severozahodu, to je proti izvornemu področju debeloklastičnih usedlin, vedno manj jasna. Relativno jasen in oster prehod pri odbojih se sprevrže v nekaj deset metrov debeli odsek. Ta meja je tudi facialna meja v razvoju nekdanjega jezera: facies globokega jezera preide navzgor v plitvojezerski facies z algami *Chara* sp., pokrovčki polžev *Bithynia* sp. in ostanki drugih polžev.

Na slikah 3 do 5 je nekaj prečnih in en vzdolžni prerez. V prerezih 4-4', 3-3', 2-2' in 1-1' je krovnina razdeljena v zgornji bolj peščeni in spodnji manj peščeni del. Litološka meja je zarisana z vijugasto črto in je določena na podlagi vizualne interpretacije karotažnih diagramov. Položaji prerezov so prikazani na sl. 1.

Značilni so trije prečni in en vzdolžni prerez. V njih se vidi sinklinalna oblika premogove plasti, ki je na sredini južnega dela neotektonsko razlomljena. Na prerezu 1-1' (sl. 3) je premogova plast v južnem delu (južno krilo) tektonsko prizadeta, na sredini je več ali manj tektonsko neprizadeta, na severni in severovzhodni strani pa se nad triasno podlago izklini. Neotektonski skoki na južnem delu dosežejo do 70 m relativne višine. Najmočnejši prelomi v južnem krilu segajo visoko v krovnino, velika večina pa se jih kmalu izgubi v relativno plastičnih kamninah. Drugod prelomi ne segajo več kot 30 m v krovnino.

Nad velenjskim prelomom je premogova plast redko prelomljena in skoki dosežejo nekaj metrov relativne višine, večinoma pa je neprizadeta.

V prerezu 3-3' (sl. 5) je premogova plast v južnem delu tektonsko razkosana proti severu in severozahodu pa prehaja v izvorno področje fluvialnih nanosov. Prej enotna plast se tu razcepi v več jezikov. Počasi postaja jalova in končno izgine. Pri izklinjanju so na skrajnem robu nastale posamezne, od glavnega horizonta ločene premogove pole (npr. v vrtini P-5u 64). Kot je vidno v prerezu 3-3', nastopa v južnem krilu horst.



Legenda k sl. 3, 4 in 5
Explanation to figs. 3, 4, and 5

PLIOCEN IN PLEISTOCEN
PLIOCENE AND PLEISTOCENE

- Glina, glinovec, pesek, prod in melj
  Clay, claystone, sand, gravel and silt
- Pesek in prod
  Sand and gravel
- Glinovec
  Claystone
- Premog
  Coal
- Jalovinasti premog
  Mineral matter rich coal
- Glina
  Clay

MIOCEN

- Litotamnijski apnenec
  Lithothamnian limestone
- Konglomerat, peščenjak in glinovec
  Conglomerate, sandstone, claystone
- Zeleno sivi peščenjak
  Greenish gray sandstone
- Dacitni tuf
  Dacitic tuff

OLIGO-MIOCEN

- Andezitni tuf, andezit
  Andesitic tuff, andesite
- Morska glina (sivica)
  Marine clay (locally called „sivica")

TRIADA
TRIASSIC

- Dolomit in apnenec
  Dolomite and limestone

PERM
PERMIAN

- Apnenec in dolomit
  Limestone and dolomite

KARBON
CARBONI-
FEROUS

- Glinasti skrilavec in kremenov peščenjak
  Clayey schist and quartz sandstone

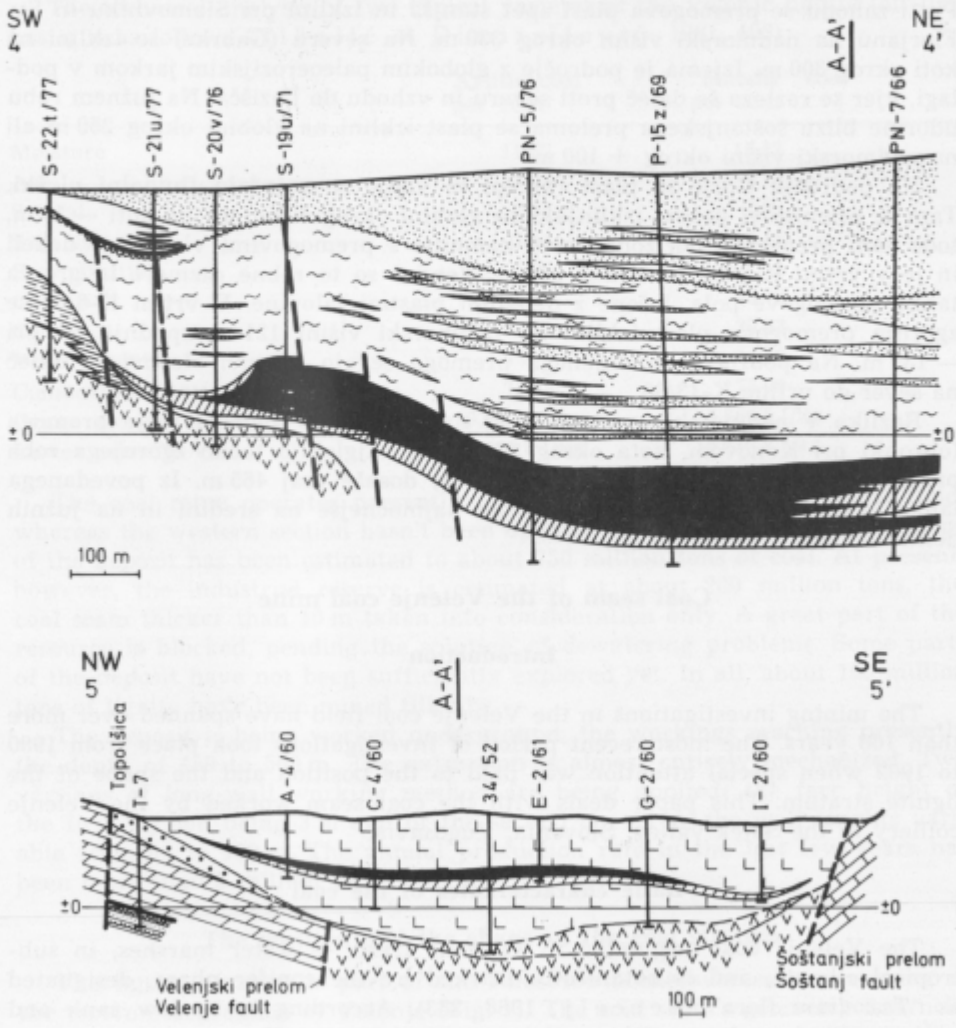
- Delitev krovnine na podlagi karotaž
  Delimitation of hanging wall from logs
- Prelom
  Fault
- A-2/60 Vrtina
  Borehole

Sl. 3. Prerez 1-1'

Fig. 3. Section 1-1'

V prerezu 5-5' (sl. 4) vidimo, da se tektonske razmere na južnem delu udorine pri Šoštanju umirijo. Od tu proti zahodu je premogova plast več ali manj neprizadeta.

Na sliki 5 je prerez A-A', ki ga je zasnoval že H a m r l a (1955 — rokopis; M a l i et al., 1975). V prerezu je vidna monotona sinklinalna oblika, ki postane na vzhodnem in zahodnem robu jalova in se izklini. Na mestu, kjer so nekoč prodirali fluvialni nanosi, je kakovost premoga slabša (vrtina 2/42). Krila sinklinale so nagnjena pod kotom od nekaj stopinj do okrog 10°, povprečno pa od 7—8°.



Sl. 4. Prereza 4-4' in 5-5'

Fig. 4. Sections 4-4' and 5-5'

Prerez 2-2' (sl. 5) je zanimiv zaradi tektonskega jarka v premogu južnega krila. Prerez 4-4' (sl. 4) kaže izredno hitro odebelitev premogove plasti na južnem krilu. Domnevamo, da je tu prišlo do lokalnega luskanja (vrtina S-19u/71).

Premogova plast prihaja na površino na vzhodnem delu Šaleške doline pri Konovem, to je na nadmorski višini okrog 380 m, in pri kmetu Lukežu (Lazišče) na nadmorski višini okrog 410 m. Od vzhoda proti sredini plast tone in se debeli. Najgloblja točka ali center sinklinale je pri vasi Družmirje v okolici vrtine P-11o/65. Tu leži zgornja meja premoga okrog 460 m globoko na nadmorski višini okrog —85 m. Premog nastopa 450 m globoko tudi pri vrtini S-13n/78, med vrtinama PN-6/65 ter L-5/60 pa kar 475 m globoko (kota —78 m). Proti zahodu se premogova plast spet stanjša in izklini pri Slamovniku in Sv. Florjanu na nadmorski višini okrog 330 m. Na severu (Gabrke) se izklini na koti okrog 300 m. Izjema je področje z globokim paleoerozijskim jarkom v podlagi, kjer se razteza še daleč proti severu in vzhodu do Lazišča. Na južnem robu udorine blizu šoštanjskega preloma se plast izklini na globini okrog 250 m ali na nadmorski višini okrog + 100 m.

Na področju Goric se plast razcepi in vanjo se zajedajo fluvialni vložki. Tam se premogovi pasovi izklinjajo na globini okrog 400 m ali na koti — 50 m, toda sam premogov horizont, torej kamnine s premogovimi vložki, se debeli in je v vrtini K-8/60 debel kar 260 m. Vendar so to robne razmere in gre za tanke premogove pole, ločene z debelimi plastmi jalovine. V vrtini K-8/60 se zgornja premogova plast izklini na nadmorski višini 121 m, spodnja pa pri — 139 m. Na področju razslojenega premoga segajo njegovi sledovi še daleč na sever do vrtine K-13/60.

Razlika v nadmorskih višinah med najvišjo točko zgornje meje premoga (obronki pri Konovem, kota okrog 380 m) in najglobljo točko zgornjega roba premoga (pri vrtini P-11o/65, kota — 85 m) doseže vsaj 465 m. Iz povedanega lahko zaključimo, da je bilo ugrezanje najmočnejše na sredini in na južnih delih udorine.

Coal seam of the Velenje coal mine

Introduction

The mining investigations in the Velenje coal field have spanned over more than 100 years. The most recent period of investigations took place from 1980 to 1982 when special attention was paid to the position and the shape of the lignite stratum. This paper deals with the coal seam worked by the Velenje colliery in the Šalek valley, Slovenia, Yugosavia.

Basic characteristics of the coal

The Velenje coal originated in Pliocene fresh — water marshes, in subtropical climate, and is botanically marked by the conifer phase, designated as "*Taxodium* flora" (Šercelj, 1968, 383). According to its low rank and petrographic composition, the coal is a typical lignite. The petrographic composition, based on East German classification, is after Nikolić et Dimitrijević (1980, 29):

detrite-tecsto	tecstite-gelo	fusite
58.36 %	38.42 %	3.22 %

The average calorific value of run-of-mine coal amounts to about 9,500kJ/kg, ranging between 7,500 and 12,600 kJ/kg.

The average ash content in the run-of-mine lignite is about 10 per cent, ranging from 5 do 40 per cent, and the natural bed moisture content (total moisture) amounts from 15 to 45 per cent. The percentage of sulphur in dry coal is 0.5 to 2.0 %. The average density of the run-of-mine coal is about 1.3 g/cm³.

The technical analysis of two typical varietes of the Velenje lignite (air-dry basis) is as follows (Nikolić et Dimitrijević, 1981, 403):

	Xylitic coal per cent	"Marshy" coal per cent
Moisture	11.67	15.12
Ash	13.05	9.79
S total	2.35	2.03
S in ash	1.11	1.16
S combustible	1.24	1.15
Coke	45.16	40.72
C-fix	32.11	30.93
Volatile matters	43.17	44.16
Combustible matters	75.28	75.09
Gross calorific value	19,660 kJ/kg	19,660 kJ/kg
Lower calorific value	18,282 kJ/kg	18,619 kJ/kg

The coal mine operates presently in the eastern section of the coal field, whereas the western section hasn't been opened yet. Initially, the total tonnage of the deposit has been estimated to about 750 million tons of coal. At present, however, the industrial reserve is estimated at about 200 million tons, the coal seam thicker than 10 m taken into consideration only. A great part of the resource is blocked, pending the solution of dewatering problems. Some parts of the deposit have not been sufficiently explored yet. In all, about 100 million tons of lignite have been mined till now.

The deposit is being worked underground, the workings reaching presently the depth of 450 to 500 m. The extraction is almost entirely mechanized. Two versions of long-wall working method are being applied: the face height of the first version being 3 m and of the second one 11 m, the wall lenghts variable from 60 to 120 m. The annual production rate in the last few years has been more than 5 million tons of lignite.

The position and the shape of the coal stratum

The lignite stratum is part of the Plio-Pleistocene succession occurring in the tectonic depression of Velenje (Fig. 1). The coal seam's geometry is synclinal, its south-eastern limb deformed by tectonics. The coal stratum is getting thinner towards the periphery of the basin, and finally peters out. On its north-western side it separates into a number of thin seams.

The basis of the Plio-Pleistocene succession is built up on its northern side by the beds of Triassic dolomite. In the center and on the southern side occur Oligo-Miocene clastic and igneous rocks. In the narrow area of the depression there are also Miocene clastics and lithothamnian limestones. The basal beds in the depression pass upwards into an about 50 m thick horizon of argillaceous lignite. The coal gradually gets cleaner, forming a stratum up to 166 m thick. Accordingly, the coal seam in Velenje is one of the thickest in the world.

The autochtonous coal stratum within the Plio-Pleistocene succession is characterized by a transitional swamp facies. It terminates with a sharp boundary. A 350 m thick succession of limnic clastic Pliocene sediments follows. In the uppermost part of the limnic beds there is again a transition to swampy terrestrial sedimentation, this being ranged to Villafranchian. The beds of Villafranchian within the depression are about 100 m thick (Fig. 2).

Lithologically, the strate overlying the coal are composed of alternating beds of clays, silts, sands, gravel, claystones, siltstones, marls and conglomerates. Fine grained sediments resulted from limnic sedimentation, whereas the coarse clastics are of fluviatile origin. The coarse grained material had been washed into the depression from the northern side by ancient rivers, brooks and torrents.

Log diagrams of the upper hanging wall beds show two different reflections, indicating different lithologies of these beds. The lithological boundary is schematicaly presented in Figure 2.

Three transversal and one longitudinal section are shown as illustration.

Section 1-1' (Fig. 3) shows the coal stratum, the southern limb of which is faulted, its middle part more or less unaffected, and its northern and north eastern limb gradually thinning out along the Triassic basis. The throw of steep normal faults at the southern limb is almost 70 m. The strongest faults extend quite high into the hanging wall beds, whereas most of the faults come soon to an end within more or less plastic rocks. Roughly estimated, the faults do not reach more than 30 m into the hanging wall strata, the southern limb and some other tectonic zones excepted. The lignite stratum overlying the Velenje fault is only exceptionally faulted, the throws attaining not more than several meters.

Section 3-3' (Fig. 5). The coal stratum is faulted on the southern limb. Towards north and north-west it is gradually impaired by fluviatile sediments and gets split into several thin seams. Slowly it becomes dirty and finally disappears. Detached thin lenslike coal seams formed along the marginally deteriorating stratum (e. g. in borehole P-5u/64).

As can be seen in section 3-3', there is a local horst set in the southern limb.

Section 5-5' (Fig. 4). Modest tectonics affected the southern part of the depression close to Šoštanj. Westwards from here, the position of the lignite stratum is more or less undisturbed.

Section A-A' (Fig. 5) shows a monotonous syncline, the coal stratum becoming argillaceous towards the margins and petering out. The coal deteriorated in places where fluviatile depositions flooded it (e. g. borehole 2/42). The limbs of the syncline dip at an angle of a few degrees to 10 degrees, averaging about 7—8 degrees.

Figures 4 and 5, present two highly illustrative sections.

Section 2-2' (Fig. 5) shows a clear tectonic graben in the southern limb, and section 4-4' (Fig. 4) makes evident a rapid increase in thickness of lignite at its southern flank; local overthrusting has to be presumed here.

Literatura

Brezigar, A., Šercelj, A., Velkovrh, F., Vrhovšek, D., & Kosi, G. 1983, Paleontološke raziskave pliokvartarne skladovnice velenjske udorine. Geol. zbornik, *3*, 31—33, Ljubljana.

Die Mineralkohlen Österreichs 1903. Zentralver. bergwerksbes. Österr., Wien.

Dorling, I. 1979, Australia's Loy Yang Brown Coal Project. World Coal, *5*/6, 23—25, San Francisco.

Drobne, K. 1967, Izkopavanje mastodonta v Škalah pri Velenju. Geologija, *10*, 305—312, Ljubljana.

Friese, F. M. R. 1891, Ueber das Braunkohlen-Vorkommen bei Wöllan im Schallthale (Südsteiermark). Oesterr. Zeitschr. Berg. Hüttenw., *5*/6, 56—58, Wien.

Hamrla, M. 1952, Poročilo o petrografski preiskavi velenjskega lignita, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana. Manuskript.

Hamrla, M. 1953, Poročilo o geologiji širše okolice velenjskega premogovnika s posebnim ozirom na hidrogeološke razmere področja. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana. Manuskript.

Hamrla, M. 1955, Poročilo o geologiji zahodnega dela in obrobja Šaleške doline. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana. Manuskript.

Hoernes, R. 1903, Bau und Bild der Ebenen Österreichs, IV. Tempsky Freytag, Wien, Leipzig.

Hribar, H. 1982, O novem tehnološkem procesu odkopavanja debelih slojev premoga. Rudarsko-metal. zbornik, *29*, 211—220, Ljubljana.

Langbein, R., Peter, H. & Schwahn, J. 1982, Karbonat- und Sulfat -gesteine. Deutscher Verlag Grundstoffind., Leipzig.

Lipmann, F. 1973, Sedimentary Carbonate Minerals. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Mali, L., Pipuš, D. & Seher, A. 1975, 100 let Rudnika lignita Velenje. REK, ob stoletnici TOZD RLV, Velenje.

Melik, A. 1957, Štajerska s Prekmurjem in Mežiško dolino. Slov matica, Ljubljana.

Mohorič, I. 1978, Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. Zgodovina rudarstva in topilništva v stoletju tehnične revolucije, 1, Založba Obzorja, Maribor.

Nikolić, P. & Dimitrijević, D. 1980, Ugalj. Kvalitativno-kvantitativna svojstva ugljeva i njihova uloga u procesu prerade i upotrebe ugljeva. Savremena administracija, Beograd.

Nikolić, P. & Dimitrijević, D. 1981, Ugalj Jugoslavije. Zavod udžben. nastav. sredstva, Beograd.

Pantić, N. & Nikolić, P. 1973, Ugalj. Naučna Knjiga, Beograd.

Petrascheck, W. 1926/1929, Kohlengeologie der Österreichischen Teillstaaten, I, II. Kattowitzer Buchdruck., Katowice.

Pleničar, M. 1956, Razvoj pliocena v Sloveniji, Prvi geol. kongr., 53—58, Ljubljana.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija, *19*, 211—249, Ljubljana.

Rakovec, I. 1951, Naši kraji v pliocenski dobi. Proteus, *14*, 10—18, Ljubljana.

Rakovec, I. 1968, O mastodontih iz Šaleške doline. Razprave IV. razr. SAZU, *11*/8, 299—350, Ljubljana.

Ravnik, D. 1961, Geoelektrična ispitivanja u velenjskom ugljenom basenu. Savet. primen. geof., Beograd.

Riedl, E. 1887, Der Lignit des Schallthales. Österr. Zaitschr. Berg., Hüttenw., *35*/12, 141—146, Wien.

Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini, Diplomsko delo, Arhiv FNT, Ljubljana.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windsch-Gratz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark, Jb. geol. R. A. *8*, 403—465, Wien.

Rolle, F. 1860, Die Lignit Ablagerung des Beckens von Schönstein in Unter--Steiermark und ihre Fossilien. Nebst einem Anhange die Pflanzenreste der Lignit--Ablagerung von Schönstein von F. Unger. Sitzb. Akad. Wiss. Math. — naturw. kl., *41*, 7—55, Wien.

Rudarski zbornik 1936 37, Velenje. I, 1, 22—27, Ljubljana.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark, Geogn. — mont. Vereines Steiermark, Graz.

Šercelj, A. 1968, Pelodna stratigrafija velenjske krovnine plasti z ostanki mastodontov. Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, *11*/8, 377—397, Ljubljana.

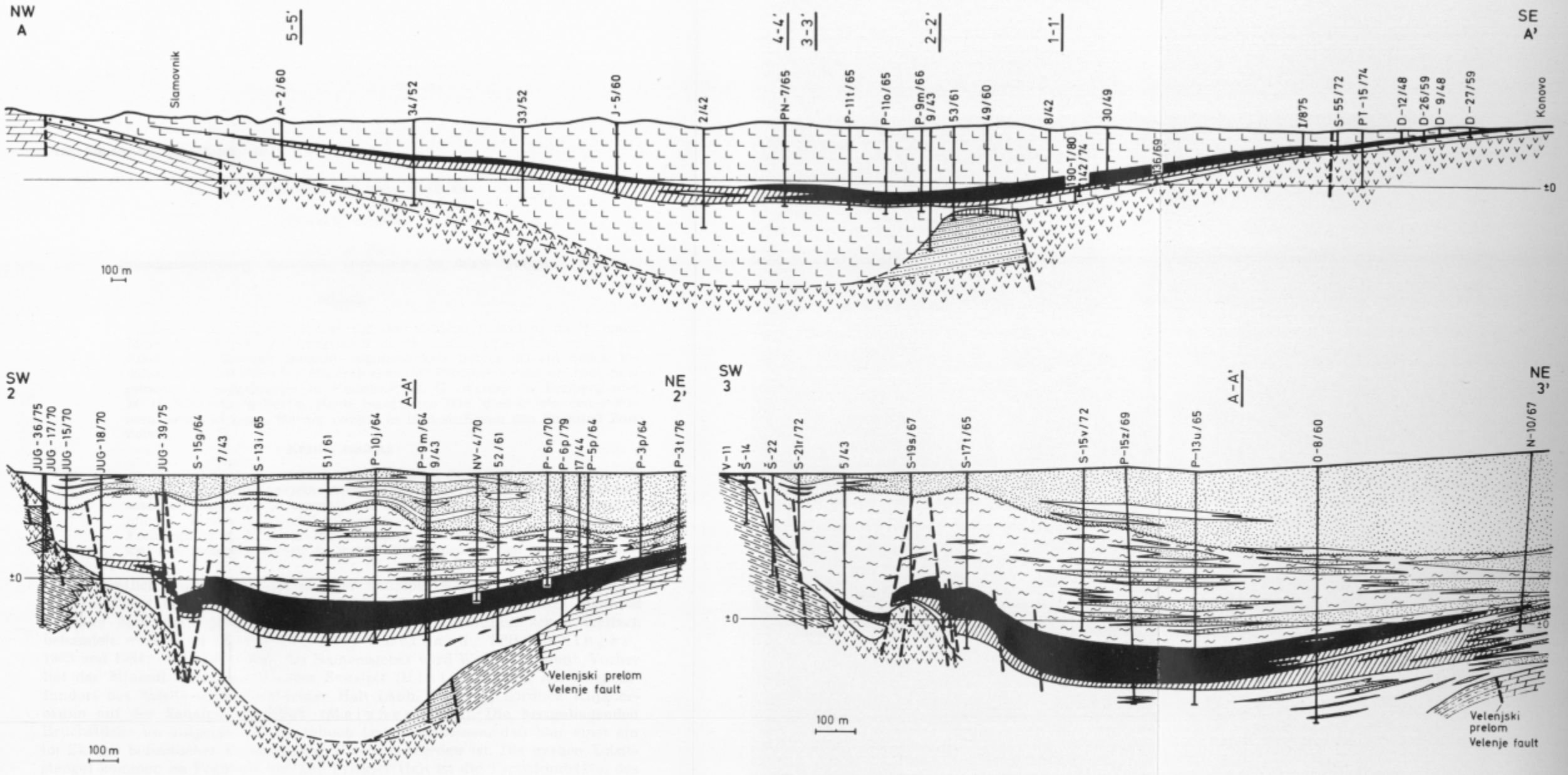
Teller, F. 1889, Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark. Jb. geol. R. A., *38*, 729—772, Wien.

Teller, F. 1891, *Mastodon Arvernensis* Croiz. et Job. aus den Hangendtegeln der Lignite des Schallthales in Südsteiermark. Verh. geol. R. A. *15*, 295—279, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Geol. R. A., Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg a. d. Sann. Geol. R. A., Wien.

Zagoričnik, Š. 1955, Nevarnost vdora talne vode in možnost vdora površinskih vod v jamske prostore v velenjskem premogovnem bazenu. Rudarstvo in metalurgija, *6*, 701—703, Tehnika, Beograd.



Sl. 5. Prerezi A-A', 2-2' in 3-3'

Fig. 5. Sections A-A', 2-2' and 3-3'



GEOLOGIJA 28/29, 337—342 (1985/86), Ljubljana

UDK 930:55:549(436.5) Zoisit=30

Die Entdeckung des Zoisits

Odkritje zoisita

Ernest Faninger
Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

Auszug

Das Mineral Zoisit wurde auf der Saualpe (Kärnten) durch einen Mineralienhändler, wahrscheinlich durch Simon Preschern, zuerst gefunden und Saualpit genannt. Sigmund Zois hat es als ein neues, bis dahin noch unbekanntes Mineral erkannt. Darüber setzte er zwei prominente Wissenschaftler in Kenntnis: A. G. Werner in Freiberg und M. H. Klaproth in Berlin. Beide bestätigten ihm, dass er ein neues Mineral entdeckt habe. Werner nannte es 1805 zu Ehren von Sigmund Zois Zoisit.

Kratka vsebina

Mineral zoisit je našel na Svinški planini (Saualpe) na Koroškem nek trgovec z minerali, verjetno Simon Prešern (Preschern), in ga imenoval saualpit. Žiga Zois je ugotovil, da gre za nov, do takrat še nepoznan mineral. O tem je seznanil dva odlična znanstvenika: A. G. Wernerja v Freibergu in M. H. Klaprotha v Berlinu. Oba sta mu potrdila, da je odkril nov mineral. Werner ga je 1805 Žigi Zoisu na čast imenoval zoisit.

Bekanntlich wurde 1805 das auf der Saualpe (Kärnten) zuerst entdeckte Mineral Zoisit benannt nach dem Naturforscher und Unternehmer Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747—1819), dessen Lebenslauf schon vielfach behandelt worden ist (Richter, 1820; Wurzbach, 1891; Faninger, 1983 und 1984; Wölle, 1984). Als Namensgeber wird Werner genannt. Vorher lief das Mineral unter dem Namen Saualpit (Hintze, 1897). Als Originalfundort des Zoisits wird die Prickler Halt (Abb. 1 und 2) nördlich Kupplerbrunn auf der Saualpe angeführt (Meixner, 1952). Die herumliegenden Bruchstücke im aufgegebenen Steinbuch lassen schliessen, daß hier einst ein im Eklogit befindlicher Pegmatitgang abgebaut worden ist. Die grauen Zoisitstengel kommen im Pegmatit vor. Die Prickler Halt ist die Typusfundstätte des Zoisits.

Während jetzt nach Veröffentlichung der Arbeit von Hoppe (1984) alle Unklarheiten, die lediglich mit der Benennung des Zoisits 1805 zusammenhingen, als völlig geklärt betrachtet werden können, reichen die heute bekann-



Abb. 1. Aufgegebener Steinbruch auf der Prickler Halt (Saualpe, Kärnten)
Foto: Gerhard Finding, Bergbau-Museum, Klagenfurt

Sl. 1. Opuščeni kamnolom na Prickler Halt (Svinška planina, Koroška)
Foto: Gerhard Finding, Rudarski muzej, Celovec

ten Berichte nicht aus, um einwandfrei festzustellen, wann genau und von wem das Mineral auf der Saualpe gefunden worden ist, bzw. wann schon Zois das unbekannte Mineral als solches ernannt hat. Gehen wir den Dingen nach.

Hoffmann (1811, 669) berichtet:

> »Der Zoisit wurde durch einen Minerallienhändler, welchen Hr. Von Zois auf seine Kosten in Krain, Steiermark, und Kärnten reisen ließ, um neue Entdeckungen zu machen, auf der Saualpe zuerst gefunden, und man belegte ihn anfangs mit dem sehr unschicklichen und fehlerhaft gebildeten Namen Saualpit.«

Der Mineralienhändler, der nach diesem Bericht das unbekannte Mineral auf der Saualpe zuerst gefunden und es laut Kobell (1864, 439) auch Saualpit genannt hat, war wahrscheinlich Simon Preschern (Kidrič, 1939, 70). Wer war nun Simon Preschern?

Der Name Preschern wird in der von Kidrič (1939 und 1941) veröffentlichen Korrespondenz zwischen Sigmund Zois und dem Slawisten Jernej Kopitar in den Jahren 1808—1810 öffters erwähnt. Es handelt sich meistens um den Mineralienhändler Simon Preschern, teilweise auch um seinen demselben Beruf nachgehenden älteren Bruder, dessen Vorname unbekannt blieb. Die Brüder Preschern lebten in Wien. Sie stammen aus Oberkrain, doch die nähere Provenienz ist nicht bekannt. Der slowenische Name Preschern, in der heutigen Orthographie geschrieben Prešern, besser Prešeren, kam in den vorigen Jahr-



Abb. 2. Aufgegebener Steinbruch auf der Prickler Halt (Saualpe, Kärnten) aus der entgegengesetzten Richtung als auf der Abb. 1 betrachtet
Foto: Gerhard Finding, Bergbau-Museum, Klagenfurt

Sl. 2. Opuščeni kamnolom na Prickler Halt (Svinška planina, Koroška), gledan z nasprotne smeri kot na sl. 1
Foto: Gerhard Finding, Rudarski muzej, Celovec

hunderten häufig in der Gegend der Stadt Radovljica vor. Er bezieht sich auf einen schalkhaften, übermütigen Menschen. Jedenfalls hat Simon Preschern auf Anregung von Sigmund Zois den Beruf eines Mineralienhändlers ergriffen. Es wird berichtet, dass der Bruder von Simon Preschern einige Mal mit einer Quantität innerösterreichischer Mineralien, besonders aus Steiermark, Kärnten und Krain, nach Paris reiste. Der ältere Preschern starb 1808, ihm folgte im Dezember 1808 oder Jänner 1809 Simon nach (Kidrič, 1939, 87—88, 160, 187—188; Kidrič, 1941, 88; Gspan, 1933—1952, 498).

Es wäre interessant, in den alten Sammlungen nachzusehen, ob irgendwelche als Saualpit bezeichneteten Mineralien erworben worden sind. In der Narodna in univerzitetna knjižnica (= National- und Universitätsbibliothek) in Ljubljana wird ein Verzeichnis der in der Sammlung von Sigmund Zois enthaltenen Mineralien aufbewahrt. Darin kommt die Bezeichnung Saualpit nicht vor, wohl ist aber im »Talk=Bittersalz=Geschlecht« ein »Unbekanntes Fossil« untergebracht. Handelt es sich hier um das unbekannte auf der Saualpe gefundene

Mineral? Leider fehlen in diesem Fall wie auch bei den übrigen Mineralien die Fundortangaben, um diese Vermutung zu bekräftigen oder verwerfen zu können. Das Dokument trägt kein Datum, da aber die Mineralien schon nach Werners System geordnet sind, konnte es um 1800 herum entstanden sein. Nach einem neueren zwischen 1816 und 1819 entstandenen und jetzt im Prirodoslovni muzej Slovenije (= Naturkundliches Museum Sloweniens) in Ljubljana aufbewahrten Verzeichnis der Zoisschen Sammlung kommt, was verständlich ist, die Bezeichnung Zoisit schon vor. Dieser wurde hier dem »Kiesel=Geschlecht« zugeordnet. Die Anfrage, ob in der Dokumentation der im Landesmuseum in Graz und im Naturhistorischen Museum Wien aufbewahrten alten Mineraliensammlungen die Bezeichnung Saualpit vorkommt, wurde negativ beantwortet. Auch dort sind die entsprechenden Mineralienproben nur als Zoisit eingetragen. Die Bezeichnung Saualpit muß also eine nur kurze Zeit im Gebrach und auch nicht weit verbreitet gewesen sein.

Wenn schon nach Hoffmanns Bericht das bis dahin unbekannte Mineral auf der Saualpe von einem Mineralienhändler gefunden worden ist, so hat sich doch der Naturwissenschaftler Sigmund Zois mit der Bekanntmachung desselben verdient gemacht. Z a p p e (1817, 270) schreibt darüber:

> »Zoisit, die Benennung dieses Fossils, welches man sonst von seinem Findorte, der Saualpe in Kärnten, S a u a l p i t und bey Mineralienhändlern I l l u d e r i t genannt hat. Der H. Baron Z o i s hat sich mit der Bekanntmachung desselben besonders verdient gemacht und W e r n e r hat es ihm zu Ehren Z o i s i t genannt.«

Wie setzte nun Sigmund Zois die Fachwelt von dem Neufund auf der Saualpe in Kenntnis? Wie groß sind die diesbezüglichen Verdienste des hochgebildeteten und weit geschätzten Freiherrn, der wegen einer fortschreitenden Beinlähmung sein Haus in Ljubljana (Laibach) seit 1797 nicht mehr verlassen konnte? Es genügt hervorzuheben, daß Werner und Klaproth, wie wir gleich erfahren werden, die Entdeckung des bisher unbekannten Minerals aus der Saualpe Sigmund Zois zugeschrieben haben.

Über das Eingreifen des Freiherrn Zois in die Sache des später nach ihm benannten Minerals stehen uns zwei Berichte zur Verfügung. So lesen wir in Molls Annalen der Berg- und Hüttenkunde:

> »Nach einem Schreiben aus Clagenfurt vom 14. März 1. J. erklärte Werner, der vom Baron Zois (welcher den vergangenen Sommer einen eigenen Mann auf die Saualpe schikte) eine Suite des Gesteins dieser Alpe erhielt, das Muttergestein davon für Pistacit-Fels, und schrieb dem Baron Zois, dass er in jener Suite eine neue Steinart entdeckt habe, die er zu seiner Zeit bekannt machen werde.« (M o l l , 1805, 445—446).

Dann steht in der Biographie von Sigmund Zois (R i c h t e r , 1820, 10) wie folgt:

> »Unter anderen schrieb ihm Professor K l a p r o t h unter dem 16. September 1805 von Berlin, wie daß er mit K a r s t e n und W e r n e r entsch-

lossen sey, ein ganz neues, säulenförmig kristallisirtes Fossil, das auf der Sau-Alpe in Kärnten bricht und das unser Baron Zois entdeckt hatte, Zoisit zu nennen.«

Es kann aus den in Molls Annalen der Berg- und Hüttenkunde veröffentlichten Bericht nicht entnommen werden, seit wann schon Sigmund Zois über das auf der Saualpe gefundene unbekannte Mineral Bescheid wußte. Wurde ihm das Mineral schon vor dem Sommer 1804 bekannt, oder erkannte es Zois erst im Material, das ihm in diesem Sommer von dem auf die Saualpe gesandten Mann, wahrscheinlich von Simon Preschern, gebracht worden ist? Anders ausgedrückt, man fragt sich, ob der Mann im Sommer 1804 eigends wegen des unbekannten Minerals auf die Saualpe geschickt worden ist (Kidrič, 1939, 70), oder erkannte Zois erst in dem ihm damals zugestellten Material das unbekannte Mineral (Faninger, 1983, 26)?

Jedenfalls muß Zois das unbekannte Mineral gründlich untersucht haben, bevor er sich entschloß, über den Neufund auf der Saulape die beiden prominenten Wissenschaftler, denen er auch entsprechendes Material beschafft hat, zu verständigen: Professor Werner in Freiberg und Professor Klaproth in Berlin. Auf dem noch erhaltenen Verzeichnis der ebenfalls an Karsten in Berlin gesandten Proben ist zu sehen, daß Zois damals das auf der Saualpe entdeckte Mineral als »Unbekanntes Fossil« bezeichnet hat (Hoppe, 1984, 34). Schon 1805 wurde Zois von Werner und Klaproth benachrichtigt, dass er auf der Saualpe ein neues Mineral entdeckt habe. Leider ist aber die wertvolle Korrespondenz zwischen Zois und den beiden Gelehrten in Deutschland nach den früheren (Kidrič, 1939, 70) wie auch neuesten Nachforschungen unauffindbar geblieben. Das Mineral wurde 1805 zu Ehren von Sigmund Zois Zoisit benannt. Wie das geschah, wurde nun von Hoppe (1984, 34—35) geklärt.

Bekanntlich wird in der Literatur Werner als der Namensgeber des Zoisits angegeben, der dies jedoch nicht selbst publiziert hat. Vielmehr gelangte die Nachricht über den Namen Zoisit und dessen systematische Stellung in eine Anzeige der nuesten Veränderungen in Werners Mineralsystem (Moll, 1805, 453). Solche Anzeigen wurden mit oder ohne Genehmigung von Werner in Zeitschriften und Lehrbüchern veröffentlicht. Man kann sich einfach nicht vorstellen, daß die Bekanntgabe eines neu entdeckten Minerals, das auch von Werner selbst untersucht worden ist, ohne seine Zustimmung erfolgen konnte. Deshalb wird Werner als Namensgeber des Zoisits angegeben, obwohl das Mineral ebenfalls von Klaproth untersucht worden ist und auch D. L. G. Karsten dazu ein Wort zu sagen gehabt hat.

Danksagung

Dr. Bernd Moser, Landesmuseum Joanneum in Graz, und Dr. Gerhard Niedermayr, Naturhistorisches Museum Wien, beantworteten mir freundlichst die Anfrage bezüglich des Saualpits. Bei der Übersetzungsarbeit half mir Käthe Grah, Filozofska fakulteta in Ljubljana. Die Photographien stammen von Gerhard Finding, Bergbau-Museum in Klagenfurt. Es sei mir gestattet, den Genannten für die erwiesenen Gefälligkeiten meinen Dank auszusprechen.

Literatur

Faninger, E. 1983, Baron Žiga Zois in njegova zbirka mieralov. Baron Sigmund Zois and His Mineralogical Collection. Scopolia, *6*, Ljubljana.

Faninger, E. Sigmund Freiherr Zois von Edelstein. Geologija, *27*, 5—25, Ljubljana.

Gspan, A. 1933—1952, Prešeren. Slovenski biografski leksikon, II, Ljubljana.

Hintze, C. 1897, Handbuch der Mineralogie, Zweiter Band, Leipzig.

Hoppe, G. 1984, Die Beziehungen von Baron Sigmund Zois (1747—1819) zu Berliner Naturforschern. Geologija, *27*, 27—38, Ljubljana.

Hoffmann, C. A. S. 1811, Handbuch der Mineralogie, Band 1, Freyberg.

Kidrič, F. 1939, Zoisova korespondenca 1808—1809. Korespondence pomembnih Slovencev 1. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Kidrič, F. 1941, Zoisova korespondenca 1809—1810. Korespondence pomembnih Slovencev 2. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Kobell F. 1864, Geschichte der Mineralogie. Von 1650—1860. Geschichte der Wissenschaften in Deutschland, Neuere Zeit, Zweiter Band, München.

Meixner, H. 1952, Entdeckung, Wiederauffindung und neue Beobachtungen am Zoisit-Zirkon-Vorkommen von der »Prickler-Halt«, Saualpe, Kärnten. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, *97* (11), 205—210, Springer Verlag, Wien.

Moll, von C. E. 1805, Annalen der Berg- und Hüttenkunde, 4. Band, München.

Richter, F. X. J. 1820, Sigmund Zois Freiherr v. Edelstein. 1—22, Ljubljana.

Wölle, H. 1984, Sigmund Freiherr Zois von Edelstein. Die Eisenblüte, Jahrgang 5 NF, Nummer 12, Graz.

Wurzbach, von C. 1891, Biographisches Lexikon des Kaiserthums Oesterreich. Sechzigster Theil, 236—246, Wien.

Zappe, J. R. 1817, Mineralogisches Hand-Lexikon. Dritter Band, Wien.

GEOLOGIJA 28/29, 343—350 (1985/86), Ljubljana

UDK 551.24:551.73.782(497.12)=863

O tektoniki mejnega območja med Vzhodnimi in Južnimi Alpami v Sloveniji

About the structure of the boundary region between Eastern and Southern Alps in Slovenia

Dušan Kuščer
Gotska 9, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Pregled Miočevega dela (1984) kaže, da njegove tektonske interpretacije raziskanega ozemlja, posebno interpretacije narivov, niso utemeljene in so delno celo v nasprotju z opazovanji.

Abstract

A rewiew of Mioč's work (1984) shows that most of his tectonic interpretations of the investigated area, especially the interpretations of the supposed overthrusts, are not well founded and are partly even inconsistent with the observed data.

Uvod

Periadriatski šiv, ki poteka v vsej dolžini na meji med Vzhodnimi Alpami in Dinaridi, je brez dvoma ena najpomembnejših tektonskih linij v Alpah. Njen vzhodni konec sega na naše ozemlje do vznožja Pohorja. V bližini tega šiva naj bi bile korenine velikih vzhodnoalpskih narivov, ki so na sosednjem avstrijskem območju že sorazmerno dobro raziskani. Ozemlje ob vzhodnem koncu Karavank in severno od njih je torej med najbolj zanimivimi pri nas. Žal zaostajamo z geološkimi raziskavami tega območja. V zadnjem času je to območje raziskoval Mioč pri kartiranju za osnovno geološko karto SFRJ (Mioč et Žnidarčič, 1977; Mioč et al., 1983). Nekoliko natančneje ga obravnava v svojem zadnjem delu (Mioč, 1984).[1, 2]

[1] Vsi citati, pri katerih ni naveden avtor, se nanašajo na Miočevo delo (1984).

[2] Isto delo, vendar pod naslovom »Geološka zgradba slovenskega dela Vzhodnih Alp« je Mioč predložil l. 1983 kot doktorsko disertacijo Fakulteti za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani. Kot edini v štiričlanski komisiji sem disertacijo ocenil kot pomanjkljivo. Zato je kandidat disertacijo umaknil in jo pod spremenjenim naslovom predložil univerzi v Zagrebu. Ta je ocenila disertacijo pozitivno.

Delo je v osnovi sestavljeno kot tolmač h karti. Glavna poglavja podajajo stratigrafski in petrološki opis metamorfnih kamnin, stratigrafijo sedimentnih kamnin ter tektoniko kartiranega območja. K tem poglavjem je avtor dodal nekaj krajših poglavij o strukturi in geološkem razvoju ozemlja. Koncept je torej zastavljen zelo široko. Zato je avtor vsa področja lahko obravnaval le na kratko in na elementaren način ter brez globlje analize ključnih geoloških problemov raziskanega ozemlja. Zato lahko tudi geolog, ki območja podrobneje ne pozna, delo oceni.

V delu je mnogo podatkov, ki jih je zbral avtor s sodelavci na terenu in pri laboratorijskih raziskavah. Kljub temu, da je bilo to zbiranje podatkov kolektivno delo, je iz teksta razvidno, kaj je avtorjev prispevek. Poleg obsežnega terenskega dela so to predvsem stratigrafija metamorfnih kamnin, tektonska interpretacija kartiranega območja in opis strukturnih diagramov. Z marsikatero tektonsko interpretacijo in njeno utemeljitvijo pa ne moremo soglašati, kar bomo v naslednjem skušali razložiti.

Tektonska rajonizacija

V uvodnem poglavju podaja M i o č (1984) tektonsko rajonizacijo raziskanega območja in ga deli na Vzhodne Alpe, Karavanke in Savinjske Alpe. Kot slovenski del Vzhodnih Alp navaja izrecno le Strojno, Kobansko in Pohorje. Karavanke označuje kot prehodno območje med Dinaridi in Vzhodnimi Alpami, torej kot samostojno geotektonsko enoto na meji med obema glavnima vejama alpskega orogena. Zato interpretira Periadriatski šiv kot mlado tektonsko strukturo, ki naj bi ločila Severne od Južnih Karavank šele v terciarju (str. 147).

Na drugih mestih pa trdi, da so Severne Karavanke tvorile nekoč enoten kompleks s Severnimi Apneniškimi Alpami, ki je bil kasneje prekinjen (str. 142), torej povezuje Severne Karavanke z Vzhodnimi Alpami. Na str. 111 pravi, da naj bi Severne Karavanke predstavljale »ostanek Severnih Apneniških Alp na jugu«. Tudi na str. 121 ugotavlja, da loči Periadriatski šiv Alpe od Dinaridov. Še točneje pa podaja mejo na str. 137, kjer pravi, da loči Smrekovški prelom Južne Alpe od Vzhodnih Alp. To je vsekakor v nasprotju s prej navedenim združevanjem Severnih in Južnih Karavank v eno enoto.

Verjamemo, da je težko dodati kaj novega k razmejitvi Alp in Dinaridov, o čemer so geologi že toliko razpravljali. Nič ne bi imeli proti razpravljanju o konceptu, ki bi bil v nasprotju z danes prevladujočim mnenjem, po katerem so Severne Karavanke del Vzhodnih Alp in so s Periadriatskim šivom ločene od Dinaridov, če bi tak koncept avtor v svojem delu dosledno zagovarjal in ga skušal utemeljiti z opazovanji na terenu. Tako se pa vleče skozi vse delo nedosledno vključevanje Severnih Karavank enkrat v »Ostalpin« (str. 94, 139), drugič pa v samostojno geotektonsko enoto zunaj Vzhodnih Alp.

Stratigrafija metamorfnih kamnin

Spodnji del metamorfnih kamnin deli avtor v dve seriji: pohorsko in kobansko. Iste kamnine je razdelil v svojem magistrskem delu tudi v dve seriji: gnajsovo in ektinitno (M i o č, 1977). Žal spremembe v poimenovanju prav

nič ne komentira. V resnici ne gre samo za razlike v imenih, temveč tudi za razliko v razčlenitvi. Prej je blestnike priključil k zgornji, sedaj pa k spodnji enoti. Očividno avtor ni imel jasnih dokazov ne za eno ne za drugo razčlenitev. Kljub tej nejasni razdelitvi (ali vsaj nezadostno utemeljeni spremembi v razmejitvi) pa izvaja iz tega daljnosežne sklepe o obstoju velikega Strojniškega nariva.

Za pohorsko in kobansko serijo poudarja, da sta to samo litostratigrafski enoti, vendar ju kasneje dosledno obravnava kot kronostratigrafski enoti. Pohorski seriji pripisuje predkambrijsko starost, kobanski seriji pa rifej-kambrijsko starost. V poglavju o metamorfnih kamninah sicer navaja nekaj rezultatov določevanja absolutne starosti metamorfnih kamnin v Alpah in na nekaterih drugih krajih v Evropi in na Grönlandu. Navaja tudi določitve nekaterih fosilov v marmorjih iz Srbije in Makedonije. Prav nič ni jasno, kako je iz teh podatkov sklepal na starost kamnin raziskanega območja. Očividno sploh ne pozna raziskav, ki z veliko verjetnostjo predpostavljajo paleozojsko starost podobnih kamnin na sosednji Svinški planini in Golici (npr. Tollmann, 1977, 251, 259). Podobnost kamnin na našem in na sosednjem avstrijskem območju po vsej verjetnosti ni slučajna, ampak posledica podobnega geološkega razvoja. Če ima Mioč drugačno mnenje o starosti metamorfnih kamnin na naši strani od tistih na avstrijski strani, bi moral navesti tehtnejša opazovanja, ki bi govorila v prid njegovi predpostavki. Pri razpravljanju o starosti pohorskih kamnin niti ne omenja Faningerjeve razprave (1982), ki po kritični oceni vseh dosegljivih podatkov o starosti metamorfoze v Vzhodnih Alpah sklepa, da kamnin predkambrijske starosti zaenkrat ni mogoče dokazati.

Nejasna je uvrstitev obsežnega območja filitoidnih kamnin na južnem Pohorju na obeh straneh zgornjega dela Mislinjske grape. Očividno gre za površnost. Na karti (Mioč, 1984, priloga 1) so te kamnine označene s simbolom Sco in s sivkasto zelenó barvo. V legendi ni takšnega simbola niti takšne barve. Po položaju teh kamnin lahko le z večjo ali manjšo verjetnostjo sklepamo, da se na to območje nanaša pripomba na str. 32, kjer govori o filonitih na tem delu Pohorja. Nikakor pa ti filoniti nimajo oblike pasov ob tektonskih črtah, kot razlaga Mioč, temveč leže v sinklinalah nad blestniki.

Pri metamorfnih kamninah razlikujemo starost kamnine in starost metamorfoze. Vsi raziskovalci sosednjega avstrijskega ozemlja so si edini, da je glavna faza metamorfoze variscična in da je le težko dokazati starejšo, kaledonsko fazo (Oberhauser, 1980, 381; Tollmann, 1977, 268). Mioč pa v svojem delu govori o bajkalski, takonski, bretonski, sudetski in asturski fazi. Te faze povzema iz svojega magistrskega dela (Mioč, 1977, 210) brez vsake dodatne utemeljitve in ostaja s tem pri absurdnem vzporejanju metamorfnih kamnin svojega območja s kamninami polotoka Kole, Grönlanda, Kanade idr., ne primerja jih pa z ugotovitvami na že dobro raziskanem sosednjem avstrijskem ozemlju.

Tektonika metamorfnih kamnin

Zgornji del kamnin na Strojni, Kobanskem in Pohorju naj bi po avtorjevem mnenju tvorili trije pokrovi: Remšniški, Dravograjski in Strojniški, ki naj bi bili narinjeni na globlje dele metamorfnega zaporedja.

Vsi navedeni narivi naj bi bili sestavljeni iz ene same stratigrafske enote: Strojniški iz kobanskih kamnin, Dravograjski iz kremenovo-sericitnih filitov, Remšniški pa iz štalenskogorske serije. Skrajno malo verjetno je, da bi narivne ploskve na vsem območju razrezale celotno stratigrafsko skladovnico točno po stratigrafskih mejah. Opis narivov bi bil bolj prepričljiv, če bi podrobno opisal kraje, kjer so pod njimi ležeče kamnine zanesljivo določili kot filonite, in podal tudi kakšen profil v večjem merilu, ki bi jasno pokazal, kakšna sta sestava in položaj kamnin ob narivni ploskvi. Na geološki karti Slovenj Gradec (M i o č et Ž n i d a r č i č, 1977) nista niti območje kobanske serije niti območje kremenovosericitnih filitov označeni kot Strojniški oz. Dravograjski nariv, temveč kot diskordantno odloženi zaporedji. To kaže, da navedenih narivov na terenu ni mogoče tako zlahka ugotoviti. V geologiji je žal tako, da marsičesa ni mogoče zanesljivo dokazati in ostane zato le domneva. Vendar je tudi vsako domnevo treba utemeljiti in jasno pokazati, kaj so njene predpostavke. Zato ne moremo sprejeti M i o č e v e enostavne izjave o obstoju teh narivov.

Pri ugotavljanju narivov po stratigrafskih enotah je šel M i o č tako daleč, da je filite na južni strani Severnih Karavank (Velunjski nariv) imel za del Remšniškega nariva, čeprav je to območje ločeno od glavnega dela Remšniškega nariva s sklenjeno verigo Severnih Karavank. Če bi bil Velunjski nariv res del Remšniškega nariva, potem bi morali logično skleniti, da so bile Severne Karavanke narinjene v današnji položaj z območja, ki leži še dalje proti jugu od Velunjskega nariva.

Svojo interpretacijo krovnih narivov bi moral M i o č soočiti z že objavljenimi interpretacijami našega in sosednjega avstrijskega območja. Sicer omenja M i o č na str. 141, da lahko primerjamo Dravograjski in Remšniški nariv s Krškim pokrovom (Gurktaler Decke). Ne opravičuje pa svojih novih imen za nariv, ki je bil na sosednjem in na našem območju že prej opisan in poimenovan kot Krški pokrov — Gurktaler Decke (T o l l m a n n, 1977, 454—456).

Vsi raziskovalci narivov na sosednjem avstrijskem območju so si edini, da so narivi v metamorfnih kamninah, razen Krškega nariva, nastali v variscičnem ciklu. M i o č pa pravi, da so se glavni premiki teh narivov odigrali v alpidskem geotektonskem ciklu v zgornji kredi (str. 111, 155 in 170), čeprav za takšno domnevo ne navaja nobenih dokazov. Ko postavlja čas premikov v zgornjo kredo, le težko razumemo, da ni podrobneje raziskal položaja krp zgornjekrednih sedimentov, ki nastopajo na več krajih na raziskanem območju. Njihova starost je bila določena kot campan — maastricht, kar navaja tudi M i o č (str. 74). Ti zgornjekredni sedimenti nastopajo transgresivno na terenih, ki jih uvršča M i o č v različne narive: pri Ostrem vrhu v Dravograjski nariv, na zahodnem Pohorju v Remšniški nariv, pri Zrečah in Stranicah v Dravograjski in Severnokaravanški nariv. Takšen položaj pa je mogoč le, če so bili narivi oblikovani že pred zgornjo kredo, kar pa je v nasprotju s tem, kar predpostavlja M i o č.

Struktura metamorfnih kamnin

Pod tem naslovom podaja Mioč statistiko številnih meritev foliacije in lineacije na posameznih delnih območjih. Žal niso vrisane meje teh delnih območij, niti ni navedeno število meritev pri posameznih diagramih niti ni opisan sistem

vzorčevanja meritev, kar so osnovni podatki pri takšni statistiki. Klasifikacijo in definicijo različnih vrst foliacije podaja šele kasneje po opisu strukturnih diagramov. Večkrat omenja tudi orientacijo mineralnih zrn, vendar je z ničemer ne dokumentira. Razlage foliacije osne ravnine, kot jo podaja na str. 101 a, ni mogoče razumeti. V sl. 13, ki naj bi ponazarjala takšno foliacijo, ni nakazana nobena foliacija, temveč kaže le potek plasti v ležeči gubi. Sl. 13 E naj bi shematsko nakazovala današnjo zgradbo Pohorja kot veliko ležečo, proti jugozahodu prevrnjeno gubo s tonečim čelom, ki jo predira tonalit. Geološka karta vzhodnega dela Pohorja in profil C-D na prilogi 1 sta s tem v nasprotju. Metamorfne kamnine ob vzhodnem koncu Pohorja tvorijo široko, skoro simetrično antiklinalo. Ta je na karti dobro vidna v poteku vložkov marmorja v porečju Polskave in nakazana tudi v profilu C-D na prilogi 1 in na prilogi 2. Te priloge kažejo, da je osna ravnina te antiklinale več ali manj vertikalna. To je v nasprotju s prej navedeno interpretacijo Pohorja z ležečo gubo. Diagrami kažejo na tem območju položen vpad. Torej to ne more biti foliacija osne ravnine, ki je po M i o č u najbolj pogostna.

Foliacijo tonalita navaja na str. 102 kot poseben tip foliacije, kot »magmatsko foliacijo«. Usmerjenost foliacije naj bi bila posledica razporejanja mineralnih zrn pri ohlajanju magme »pravokotno na pritisk«. Že bežen pregled zbruska tonalita pa kaže, da je zlog kataklastičen z zdrobljenimi, v smeri skrilavosti razpotegnjenimi zrni kremena. Takšen zlog je lahko nastal le kasneje po kristalizaciji, ne pa istočasno. Raziskava zloga magmatskih in metamorfnih kamnin brez mikroskopa, kakršno podaja M i o č, ne more dati uporabnih rezultatov.

Posledica metamorfoze kamnin je pogosto tudi več ali manj izrazita lineacija. Zanimiva bi bila vsekakor analiza medsebojnega položaja foliacije in lineacije. Žal se avtor omejuje le na ločeno opisovanje foliacije in lineacije brez vsake medsebojne povezave. Medtem ko opisuje foliacijo po stratigrafskih enotah (pohorski, kobanski itd.), pa grupira lineacije po smereh, torej po povsem drugem načelu, čeprav je lineacija lahko nastala samo istočasno kot foliacija v eni izmed navedenih faz metamorfoze. Za lineacijo navaja tudi domnevni čas nastanka (str. 109), toda brez vsake utemeljitve.

Za pohorski tonalit ugotavlja, da je lineacija nastala v času ohlajanja magme (str. 108) Ker je ta lineacija vzporedna z lineacijo v obdajajočih metamorfnih kamninah, jo imenuje »nasledno«. Izraz »nasleden« bi bil upravičen le v primeru, da bi lahko dokazal neko zakonito povezavo med lineacijo v mlajšem plutonu in lineacijo v mnogo starejši podlagi. Zaenkrat ne vidimo razloga za takšno povezavo, lineacija v tonalitu je lahko le slučajno več ali manj vzporedna z lineacijo v podlagi. Zato izraz »nasleden« ni umesten.

Severnokaravanški nariv

Severne Karavanke so narinjene proti severu na miocenske plasti. To so ugotovili že prej drugi geologi (Š t r u c l, 1970, sl. 3.; B e m m e l e n, 1970, 149), vendar M i o č tega nikjer ne omenja. M i o č pa je obseg Severnokaravanškega nariva močno razširil in prištel k njemu še krpe triasa pri Prevaljah in na Ostrem vrhu na Kobanskem, ki leže na metamorfni podlagi. Žal ne daje

nobenega podrobnejšega opisa terena, kjer bi lahko opazovali alohton položaj teh krp. Zadovlji se z golo izjavo, da so ta nahajališča triasa ostanki prvotno mnogo bolj razširjenega Severnokaravanškega nariva. Na sosednjem avstrijskem ozemlju so znane krpe triasa, perma in zgornjega karbona (npr. pri Šent Pavlu v Labotski dolini in na Grobniškem polju — Krappfeld, primerjaj npr. O b e r h a u s e r, 1980, 384; T o l l m a n n, 1977, 435), ki pa jih imajo tam za ostanke transgresijskega sedimentnega pokrova. M i o č o takšni, mnogo enostavnejši interpretaciji svojih triadnih krp sploh ne razpravlja.

Kot stratigrafsko posebnost Severnih Karavank so geologi že pred dalj časa navedli in paleontološko dokumentirali tudi kössenske sklade (T e l l e r, 1888). M i o č pa navaja, da sta šele R a m o v š in R e b e k ugotovila sklade retske starosti (str. 68).

Mežiško-Vitanjski tektonski jarek

Severne Karavanke obdaja na severu in vzhodu terciar, ki ga M i o č prišteva v celoti v helvet. Pri tem ne omenja, da so ta terciar raziskovali že drugi geologi in ga razčlenili v več oddelkov. T e l l e r (1898, 94—95, 108—115) ga je razčlenil celo v pet oddelkov in jih uvrstil v oligocen, spodnji in zgornji miocen. Čeprav T e l l e r pri svojem delu ni imel vedno prav, pa je njegovo delo vendarle toliko vredno, da bi ga moral M i o č ne le citirati, temveč tudi analizirati in s tehtnimi dokazi utemeljiti svoje drugačno mnenje.

Ves miocen ob severnem in vzhodnem robu Karavank tvori po M i o ču Mežiško-Vitanjski tektonski jarek. Na severni strani Karavank tvori ta miocen ozek klin, ki sega proti jugu precej globoko pod Karavanke, kot kaže profil na M i o č e v i sl. 20. Po obliki je ta miocen daleč od tektonskega jarka. V drugačnem položaju je miocen na vzhodnem koncu Karavank. Tu leži transgresivno na triasu, kar se najlepše vidi na triasu pri Zgornjem Doliču, ki ga je M i o č v svoji strukturni karti (priloga 2) pozabil vrisati. Miocen je torej na enem koncu pod Karavankami, na drugem pa na njih. Tega nikakor ni mogoče uskladiti z definicijo tektonskega jarka.

Vzhodni rob terciarja tvori Labotska prelomnica, za katero pravi M i o č na str. 112 in 136, da je Pohorje ob njej premaknjeno za okrog 15 oz. 20 km proti jugovzhodu. M i o č pa ni prvi, ki je to ugotovil. Prvi je takšen premik predvideval W i n k l e r (1913, 319). K i e s l i n g e r (1928) je imel o Labotski prelomnici drugačno predstavo in posvetil temu posebno razpravo, ki jo je M i o č očividno sploh ne pozna. M i o č e v a interpretacija Labotske prelomnice kot škarjaste prelomnice je premalo utemeljena. Takšna interpretacija bi bila upravičena, če bi lahko dokazal, da sta se Pohorje in Strojna dvigali, Slovenjgraška kotlina in Ribniško-Selniški tektonski jarek pa pogrezali takrat, ko je bila aktivna Labotska prelomnica. Radeljske plasti kažejo, da sta se Pohorje in Strojna dvignili že v spodnjem miocenu, t. j. že pred glavnimi premiki ob Labotski prelomnici. Sedanji relativno dvignjeni položaj Pohorja in Strojne proti območjema na nasprotni strani preloma je torej verjetno le posledica več ali manj čistega vodoravnega premika ob diagonalni Labotski prelomnici, ki seka že prej nagubano ozemlje.

Olševski nariv

Popolnoma nejasno je, zakaj imenuje M i o č trias Olševe »Olševski nariv«. Na sl. 22 vidimo, da meji ta trias na severni strani na dvignjeni tonalit, na južni strani pa na dvignjeni paleozoik Južnokaravanškega nariva. Trias ima na tem profilu torej obliko pogreznjenega klina. Tudi v tekstu ni nobenega poskusa, da bi utemeljil trias Olševe kot nariv, niti ne navaja, v katero smer naj bi bil narinjen. Na geološki karti Ravne na Koroškem (M i o č et al., 1983) je vrisana južna meja triasa Olševe kot nariv proti jugu, v disertaciji pa je smer nariva narisana obratno proti severu (priloga 2). Predpostavljeni nariv je verjetno na površini prekrit z gruščem in njegovega vpada ni mogoče opazovati. Ne zdi se nam pa resno, če isti raziskovalec prikaže v eni karti eno domnevo, v drugi pa nasprotno, ne da bi k spremenjeni interpretaciji podal kakršnokoli pojasnilo. Zato upravičeno dvomimo o Olševskem narivu.

Neotektonika

Na več mestih omenja M i o č močna neotektonska premikanja na raziskanem ozemlju. Konkretnejši so pa le podatki na str. 89, kjer pravi, da je pojavljanje moren v treh različno visokih nivojih posledica intenzivnega neotektonskega dviganja oz. pogrezanja. Ali naj si torej predstavljamo, da je ledenik, ki je segal od najvišjih vrhov globoko v doline, zapustil morene samo v nekem, po višini ozko omejenem območju? Ali si sedaj napačno predstavljamo, da je zaporedje čelnih moren v različnih višinah le posledica štadijev pri umikanju ledenika? Mousterienska kultura v Potočki zijalki naj bi prav tako dokazovala intenzivno vertikalno premikanje v obdobju kvartarja, saj je jama »morala nastati v dolini« (str. 89). Kot da bi paleolitska kultura nakazovala ne samo čas, ko je pračlovek prebival v jami, ampak tudi čas nastanka jame. Ta je lahko milijone let starejša in dvigi za tisoč metrov od pliocena do danes niso nič novega.

Upajmo, da geologi v bodoče ne bodo razvijali svojih neotektonskih raziskav na takšnih »dokazih«, ampak bodo našli boljše utemeljitve.

Sklep

Rezultat M i o č e v e g a dela (1984) je geološka karta raziskanega ozemlja (v originalu verjetno v merilu 1 : 100 000), ki na mnogih mestih kaže mnogo več podrobnosti kot dosedanje karte. Karta, ki je priložena disertaciji (priloga 1, v približnem merilu 1 : 200 000), pa je žal tako neostra reprodukcija te karte, da so podrobnosti nečitljive.

Vsako geološko kartiranje naj bi bila poglobljena študija kartiranega območja, ki naj bi na podlagi lastnih opazovanj in kritične analize prejšnjih raziskav podala pregledno in moderni geološki znanosti ustrezno sliko o geološki zgradbi ozemlja. Pri geološko tako heterogenem območju, kot ga obravnava M i o č, ne moremo pričakovati, da bo vso raznoliko geološko problematiko en sam raziskovalec mogel enako kvalitetno in poglobljeno obravnavati. Žal pa tudi tista področja, v katerih podaja M i o č največ novega, niso prikazana tako, da bi bralca prepričala.

Pri svojem delu M i o č ni upošteval osnovne zahteve vsakega znanstvenega dela, da je treba sklepe izvajati iz precizno prikazanih objektivnih opazovanj. Pri opisu narivov se kar prepogosto zadovolji le z golo izjavo, da so npr. tri-

asne kamnine Ostrega vrha in Olševe narivi, ne poda pa nobenih podrobnejših utemeljitev in profilov, ki bi takšen nariv skušali dokazati. Le zelo nekritičen in lahkoveren bralec se bo s takšnim podajanjem zadovoljil.

Svoja izvajanja bi moral podpreti tudi z rezultati prejšnjih pomembnejših raziskav tega in sosednjega območja. Za to pa bi moral kritično analizirati dosedanja dela, pokazati, kaj je v njih sprejemljivega in kaj je v njih nesprejemljivega ali dvomljivega. Žal o takšni resni analizi dosedanjih raziskav v Miočevem delu ni sledu. Mnogih pomembnih rezultatov dosedanjih raziskav niti ne omenja. Zaradi preslabega poznavanja dosedanje geološke literature o raziskanem ozemlju opisuje nekatere ugotovitve kot svoje lastne, čeprav so jih drugi raziskovalci že prej objavili (npr. Severnokaravanški nariv, premiki ob Labotski prelomnici, narivi filitoidnih kamnin na Pohorju in na Kobanskem). Niti z besedo ne utemeljuje spremembe svojih prejšnjih, drugačnih mnenj o razčlenitvi metamorfnih kamnin, o Olševskem narivu idr.

Marsikateri sklepi so v nasprotju z opazovanji. Olševa je v tekstu nariv, v profilu pa ni sledu o narivu. Transgresivni položaj krednih plasti na različnih predpostavljenih narivih odločno govori proti kredni oz. postkredni starosti narivov, kot jo predpostavlja Mioč. Terciar med Mežico in Vitanjem opisuje Mioč kot tektonski jarek. Po nastopanju miocena enkrat pod Karavankami, drugič pa na Karavankah pa to ne more biti tektonski jarek.

Miočeva disertacija, ki obravnava geologijo mejnega območja med Vzhodnimi Alpami in Dinaridi v Sloveniji, zaradi navedenega nikakor ne pomeni napredka pri poznavanju geologije tega območja. Namesto tega neuspelega poskusa sinteze bi bile potrebne podrobne, tematsko ožje raziskave, ki bi z obsežno in precizno podano materialno dokumentacijo ter kritično sintezo dosedanjih pomembnejših raziskav dale osnovo za zanesljivo in pregledno geološko sliko ozemlja.

Literatura

Bemmelen, R. W. van., 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. Geologija *13*, Ljubljana.

Faninger, E., 1982, Ali je predkambrij na Pohorju? Geologija *25*/1, Ljubljana.

Kieslinger, A., 1928, Die Lavanttaler Störungszone. Jb. Geol. B. A. *78*, Wien.

Mioč, P., 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. Geologija *20*, Ljubljana.

Mioč, P., 1984, Geologija prehodnega območja med južnimi in vzhodnimi Alpami v Sloveniji, doktorska disertacija, univerza v Zagrebu, Zagreb.

Mioč, P., & Žnidarčič, M., 1977, Osnovna geološka karta SFRJ, 1 : 100 000, list Slovenj Gradec, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z., 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, list Ravne na Koroškem, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Oberhauser, R., 1980, Der geologische Aufbau Österreichs, Wien — New York.

Štrucl, I., 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu Severnih Karavank. Geologija *13*, Ljubljana.

Teller, F., 1988, Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. Verh. Geol. R. A., Wien.

Teller, F., 1898, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte der Österr.-unger. Monarchie 1 : 75 000, Prassberg a. d. Sann. Geol. R. A., Wien.

Tollmann, A., 1977, Geologie von Österreich, Wien.

Winkler, A., 1913, Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verh. Geol. R. A. *13*, Wien.

UDK 048.1

Brian Mason und Carleton B. Moore: **Grundzüge der Geochemie.** Übersetzt und bearbeitet von Gerd Hintermaier-Erhard. Ferdinand Enke Publishers Stuttgart 1985. Obseg: XII + 340 strani, 97 slik, 66 tabel. Format 15,5 × 23 cm. Kartonirano, cena 49,80 DM.

Pričujoča knjiga predstavlja nemški prevod v angleščini napisane 4. predelane in razširjene izdaje Principles of Geochemistry, ki sta jo napisala Brian Mason in Carleton B. Moore. Prevajalec Gerd Hintermaier-Erhard se je v glavnem držal originalnega teksta, toda upošteval je le enote SI, podatke o literaturi je izpopolnil z ustreznimi nemškimi deli, pa tudi vnesel določene spremembe pri razporeditvi teksta.

Knjiga Grundzüge der Geochemie, slovensko Osnove geokemije, predstavlja izvrsten uvod v to stroko, ki je zanimiva tako za kemike kot tudi za strokovnjake različnih geoloških znanosti. Knjiga je zelo razumljiva. Zaradi boljšega razumevanja nekaterih poglavij je dodan uvod v termodinamiko. Pomembne so tabele o razširjenosti posameznih elementov v različnih okoljih. Upoštevana je tudi teorija o tektoniki plošč.

Knjiga ima 12 poglavij. V uvodu se seznanimo o predmetu in nalogah geokemije, o njeni zgodovini in geokemični literaturi.

Sledi poglavje o vsemirju in sončnem sistemu. Seznanimo se, kako pogosti so posamezni elementi v vsemirju, o njihovem izvoru, pa tudi o nastanku sončnega sistema in njegovi starosti.

Seveda je za geokemijo še bolj pomembno poglavje o sestavi Zemlje. Seznanimo se o njeni lupinasti zgradbi, pri čemer so podatki o pogostnosti posameznih elementov v zemeljski skorji podani v posebni tabeli.

Za popolno razumevanje nadaljnjega teksta mora biti bralec seznanjen z osnovami termodinamike in kristalne kemije. Temu je posvečeno posebno poglavje.

Sledi temeljita obravnava magmatizma, mineralov in kamnin, ki pri tem nastajajo, pa tudi z magmatizmom genetsko povezanih rudišč.

V posebnem poglavju so nanizani procesi, v zvezi s katerimi pride do nastanka usedlin. Ustrezna tabela prikazuje pogostnost posameznih elementov v usedlinah.

Preidimo h geokemiji izotopov. Natančneje so obravnavane izotopne sestave elementov kisika, žvepla, ogljika in vodika. Do pomembnih rezultatov lahko pridemo pri določevanju izotopne sestave. Pomislimo samo na ugotavljanje temperature, pri kateri so posamezni minerali nastajali, ali pa na ugotavljanje

izvora nekaterih sulfidnih rudišč. Geokronologija temelji na določevanju izotopne sestave radioaktivnih elementov. V pričujoči knjigi je obravnavanih več metod določevanja absolutne starosti.

Predmet geokemije je tudi atmosfera, hidrosfera in biosfera, ki so jim posvečena posebna poglavja. Katere elemente vsebuje morska voda in v kakšni obliki so v njej raztopljeni, vidimo v posebni tabeli.

Obširno je obravnavana metamorfoza. Knjigo zaključi poglavje o geokemičnem krogotoku, pri čemer je upoštevan tudi vpliv človeka na okolje.

Žal pa zasledimo v knjigi tudi napake. Ker gre za temeljito predelano in razširjeno izdajo, ni čudno. Naj bralce seznanimo s sledečimi nepravilnostmi:

1) Na strani 30 zasledimo stavek »Die Kruste bildet den oberen Teil dieser seismischen Einheit, die nach unten hin von der MOHOROVIČIĆ-Diskontinuität begrenzt wird.« S »seismische Einheit« je mišljena litosfera. Ker stoji »seismische Einheit« direktno pred besedo »die«, bi lahko dejali, da Mohorovičićeva diskontinuiteta omejuje navzdol litosfero. Toda kot izvemo na strani 28, temu ni tako. Citirani stavek bi se moral pravilno glasiti: »Die Kruste bildet den oberen Teil dieser seismischen Einheit und wird nach unten hin von der MOHOROVIČIĆ-Diskontinuität begrenzt.«

2) Prav vseeno je, katere znake uporabljamo v termodinamiki za posamezne veličine. Toda če se enkrat odločimo za določene znake, jih moramo v eni knjigi povsod uporabljati za iste veličine. Ni pravilno, da v pričujoči knjigi za notranjo energijo enkrat zasledimo znak U (str. 63), drugod pa E (str. 87). Nadalje bi namesto $U_1 - U_2 = \Delta U$ pravilno moralo stati $U_2 - U_1 = \Delta U$ (str. 64).

3) Na strani 72 sta strukturi grafita in diamanta pojasnjeni kot posledica hibridizacije. Toda razlaga se ne ujema s tem, kako pojav pojasnjujejo sodobni učbeniki anorgamske kemije. Koliko orbital se namreč med seboj pomeša, toliko hibridnih orbital tudi nastane. Tako se pri grafitu pomešajo ena 2s-orbitala in dve 2p-orbitali, pri čemer nastanejo tri $2sp^2$-orbitale, ne pa ena $2sp^2$-orbitala, kot piše v pričujoči knjigi. Pri diamantu dobimo iz ene 2s-orbitale in treh 2p-orbital štiri $2sp^3$-orbitale in ne ene same hibridne orbitale $2sp^3$. Tudi izraz »$2p^3$-Orbital« je nepravilen. Napisano bi moralo biti »$2p_x$-Orbital«.

4) Na strani 112 piše: »Fügt man als vierte Komponente Fassait, $FeSiO_3$, (Fs) hinzu, . . .«. Kemični formuli $FeSiO_3$ ne ustreza fassait temveč hipotetični mineral ferosilit.

5) Namesto Na + K:Al na strani 117 bi moralo pravilno stati (Na + K):Al.

Ernest Faninger

Hans Pichler & Cornelia Schmitt-Riegraf: **Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff.** Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1987, 322 slik, 16 barvnih posnetkov, 22 tabel in tabela interferenčnih barv mineralov, 230 strani, 17 × 24 cm, broširano, cena 49 DM.

Minerale in njihove strukture, ki jih moramo poznati, če hočemo določiti kamenino, raziskujemo v presevnih zbruskih pod polarizacijskim mikroskopom. Tudi danes je določitev kamenin z optičnim polarizacijskim mikroskopom osnova vsake petrografske raziskave.

Knjiga o kameninotvornih mineralih v zbrusku je pisana na osnovi navodil k vajam, po katerih že leta učijo študente petrografije, geologije in rudišč na tübingenškem Mineraloškem inštitutu. Knjiga je zapolnila vrzel na nemškem govornem območju.

Vsebina knjige ima tri dele:

A. Splošne optične lastnosti kristalov, ko jih opazujemo v polarizacijskem mikroskopu. Služijo nam pri določanju mineralov (str. 0—29).
B. Optične lastnosti posameznih mineralov in mineralnih skupin (str. 32—165).
C. Dodatek s tabelarno prikazanimi lastnostmi mineralov, klasifikacijo magmatskih kamenin in mikroposnetki kamenin (str. 168—222).

Na koncu je navedena literatura in stvarno kazalo.

V prvem delu opisujeta avtorja na kratko osnove načina dela s polarizacijskim mikroskopom za začetnike. Bistveni del mikroskopa za določanje mineralov sta prav polarizatorja. Poudarek je na praktičnem določevanju lastnosti mineralov pri vzporedni oziroma pri navzkrižnih polarizatorjih. Prava in poševna potemnitev kristalov je prikazana v odvisnosti od medsebojne lege kristalografskih osi in osi optične indikatrise. Shematsko so podani značilni preseki enoosnih in dvoosnih kristalov v konoskopski svetlobi. Pri tem načinu opazovanja svetloba ne pada pravokotno na preparat, temveč v vseh smereh stožčasto, kar daje v polarizirani svetlobi značilne interferenčne slike. Te omogočajo ugotoviti optični značaj posameznih mineralov, kar je bistveno pri njihovi določitvi.

Glavni del knjige je opis kameninotvornih mineralov. V tekst so vključeni razen bistvenih mineralov tudi nekateri redki, vendar zelo značilni. Prvi so v tekstu podani z normalnim tiskom, drugi z drobnim. V tabelah pa so bistveni minerali podani s krepkim tiskom, bolj redki minerali z navadnim.

Pri opisu mineralov je pomembno, da je pri vsakem navedeno, v kakšni vrsti kamenine lahko nastopa in njegova parageneza, kar nam olajša določitev minerala in poimenovanje kamenine.

V zadnjem delu knjige so tabelarno zbrani podatki opisanih mineralov. Prav te tabele naj bi pri določanju mineralov z mikroskopom prvenstveno uporabljali. Najbolj pomembno na samem začetku določanja nekega minerala je razmerje med lomnim količnikom in dvolomom. Pri nadaljnjem določanju gre za lastnosti, zbrane v obsežni tabeli 7, ki so v osnovi vezane na neprosojne, izotropne, enoosne in dvoosne minerale.

Grafična oprema knjige je zelo dobra. Minerali so prikazani z lepimi mikroposnetki v črno beli tehniki, kar je tudi pomoč pri njihovem določanju. Zaradi visoke cene je le v dodatku nekaj barvnih mikroposnetkov. Pri opisu mineralov jih je večina narisana v tipični kristalni obliki in z ustrezno optiko. Med tekstom so diagrami, ki kažejo odvisnost optičnih lastnosti od kemijskega sestava mineralne skupine, npr. kloritov, olivinov itd. Natisnjeni so tudi diagrami, po katerih klasificiramo magmatske kamenine na podlagi njihove mineralne sestave. Prikazanih je nekaj tipičnih struktur sedimentnih, magmatskih in metamorfnih kamenin.

Knjiga je dober učbenik in priročnik pri določanju kameninotvornih mineralov v zbrusku s polarizacijskim mikroskopom.

Ana Hinterlechner-Ravnik

W e r n e r Z e i l : **Südamerika.** Geologie der Erde, Band 1, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1986, 160 strani, 54 slik, 4 barvne fotografije in 3 tabele, broširano, format 19 × 12, cena 24.80 DM.

V nemškem jeziku napisana knjižica nam na kratko predstavlja geologijo Južne Amerike. V splošnem uvodu avtor obravnava velikost in relief. Slednjega razdeli na tri velike enote — Ande, nižavje in gričevje. Na kratko je opisana klima, tla in prebivalstvo.

V drugem poglavju obravnava Južno Ameriko kot del Gondvane z gondvansko serijo kamenin prekambrijske do mezozojske starosti. Vulkaniti (bazalti, srednji vulkaniti in rioliti) so nastali med zg. juro in koncem sp. krede. V kredi je bila Gondvana razkosana. Alkalni vulkaniti so nastali šele po odpiranju Atlantika.

V tretjem poglavju pri opisu geološke zgradbe Južne Amerike najprej predstavi predkambrijsko osnovno gorstvo in kratone, nato sedimentni pokrov, ki tvori več bazenov. Na kratko so podana tudi mineralna ležišča tega področja. Podpoglavje o Andih je precej obsežnejše. V uvodnem delu podaja stanje raziskav, nato pa se vrstijo sestavki o strukturi, geodinamičnem razvoju, magmatizmu, potresih in vulkanih. Ande obravnava tudi kot model tektonike plošč. Na koncu pa so kratko opisana tudi rudna ležišča in nahajališča nemetalov.

Citirani literaturi je dodan še spisek geoloških preglednih kart.

Knjižica prikazuje v nekoliko poljudnejši obliki glavne geološke značilnosti Južne Amerike in predstavlja prvo uvodno čtivo za morebitno poznejše podrobnejše proučevanje nam dokaj oddaljenega kontinenta. S tega vidika ima vsekakor svojo vrednost.

Uroš Premru

E c k a r d W a l l b r e c h e r : **Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.** Graphische, rechnerische und statistische Verfahren; Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1986, 244 strani, 220 slik, broširano, format 24 × 17 cm.

Knjiga obširno obravnava obdelavo in vrednotenja tektonskih podatkov z matematičnimi in geometrijskimi metodami ter njihovo grafično predstavitev. Geometričnim rešitvam so dodane računske rešitve in končno ustrezen računalniški program v BASIC-u. Knjiga je pisana v nemškem jeziku.

Obravnavana snov je razdeljena na devet poglavij. Prvo poglavje je namenjeno uvodu. V njem obravnava avtor pojem sklopa (Gefüge).

V drugem poglavju obravnava strukturo tektonskih podatkov. Loči vektorske in skalarne podatke. V tretjem poglavju obravnava posamične tektonske elemente, enodimenzionalne (lineacije) in dvodimenzionalne (ravnine), njihovo merjenje na terenu in prikaz na karti. V četrtem poglavju obširneje podaja geometrične in računske postopke pri posamičnih podatkih o smereh ploskev, presečnih ploskvah, ploskvah z dvema linearama in pri rotaciji tektonskih podatkov. Peto poglavje obravnava položaj tektonskih podatkov na projekcijski krogli, šesto poglavje pa prikazuje projekcijske metode s shematičnimi diagrami enostavnih algoritmov za plotiranje posameznih operacij. Poglavje prikazuje poleg osnovnega znanja o stereografski mreži tudi nanašanje tektonskih podatkov (linearov, ploskev, malih krogov) na Wulffovo, Schmidtovo in Lamber-

tovo mrežo, odčitavanje različnih podatkov in različne rotacije. Sedmo poglavje podaja posamezne oblike sklopov. Med nelomljene deformirane sklope uvršča gube in zrnati sklop. Pri gubah so podpoglavja namenjena obravnavi razlikovalnim kriterijem, opisnim elementom, geometričnemu opisu, prostorskim nepravilnostim, možnostim interpretiranja na krogelnem diagramu in klasifikaciji. V sklop ločilnih ploskev uvršča razpoke in skrilave ploskve.

Medtem ko se dosedanja poglavja bavijo pretežno s posamičnimi podatki, pa obravnava osmo poglavje, ki je dokaj obsežno, ravnanje z večjo množico podatkov. Uvodno podpoglavje avtor posveča pravilnemu pridobivanju podatkov, nato pa pristopi k porazdelitvi množice podatkov — dvodimenzionalni in tridimenzionalni porazdelitvi osi in vektorjev. Porazdelitev prikaže grafično in jo vrednoti statistično, oblike sklopa pa opiše tudi matematično od posamičnih vektorjev v modelni porazdelitvi do polimodalne porazdelitve.

V zadnjem, devetem poglavju, podaja avtor zaključne pripombe, z vodilno mislijo, da lahko vsak uporablja poleg klasičnih grafičnih metod tudi računalniško obdelavo tektonskih podatkov na velikem ali malem hišnem računalniku s pomočjo programov v dodatku knjige. S pomočjo teh programov lahko dobimo matematično podobo orientiranih tenzorjev ali vektorjev in njihove vrednosti. To pa nam odpira povsem novo pot k vrednotenju razširjenosti in kvantifikaciji tektonskih podatkov, odpira pa se tudi nadaljno obsežno področje eksperimentalne tektonike.

Knjiga bo dobrodošla vsem tektonskim geologom, ki se ukvarjajo s tektonofiziko. Tako zbrano gradivo v eni knjigi smo že kar pogrešali. Nudi nam zbrane osnovne metode kvantitativnega vrednotenja podatkov.

Uroš Premru

Daniel Jean Stanley, Forese-Carlo Wezel (ods.): **Geological Evolution of the Mediterranean Basin**; Springer-Verlag New York, Inc., 589 strani, 287 slik, trdo vezano v plastificirano platno, format 27,5 × 19,5 cm, cena 248.— DM. New York, 1985.

Zajetna knjiga, pisana v angleškem jeziku, vsebuje množico povezanih geomorfoloških, geofizičnih, vulkanoloških, stratigrafskih in sedimentoloških podatkov iz sredozemskega bazena in okolnih področij še posebno za obdobje neogena in holocena. Knjiga je ilustrirana s številnimi kartami, crteži, fotografijami in tabelami. Pri oblikovanju njene vsebine je sodelovalo 47 sodelavcev. Knjiga je posvečena spominu pokojnega italijanskega geologa Raimonda Sellija. Na prvih straneh je prispevek o njegovem delu in njegova obsežna bibliografija.

Knjiga je razdeljena na štiri dele. V prvem delu so podani splošni fiziografski in geotektonski okviri. Kratki opisi posameznih enot dopolnjujejo geološki podatki dobljeni iz satelitskih posnetkov, podatki o seizmičnosti, mediteranski skorji in o mejnih pogojih v evoluciji sredozemskega bazena.

V drugem delu je podana evolucija posameznih enot na podlagi sinteze vseh podatkov. Med ostalimi enotami je obravnavana tudi recentna geološka evolucija Jadrana.

Tretji del je povsem posvečen messinsko-recentnemu vulkanizmu, tektoniki in vulkanizmu.

Četrti del obravnava paleoklimatologijo in paleocenagrafijo na podlagi stabilnih izotopov, sprememb foraminifer, nanoplanktona in peloda. Poleg tega najdemo tudi zanimiva prispevka o nadaljevanju messinskih biotopov v mediteranskem bazenu.

Proti koncu knjige je še dodatek, ki podaja opis kratke ekskurzije po sicilski geologiji.

Pri vsakem poglavju najdemo obsežen spisek uporabljene literature, na koncu knjige pa imensko kazalo.

Knjiga predstavlja doslej najboljši zgoščeni prikaz geomorfoloških, tektonskih, stratigrafskih, seizmičnih, seizmoloških, vulkanoloških, paleoklimatskih in paleocenografskih podatkov v obliki sinteze in evolucije. Poglavja so podana zelo pregledno in v smotrni razvrstitvi. Knjiga zasluži vso pozornost. Z enakim zanimanjem jo bo prebiral vsak geolog že zaradi razširitve svojega znanja, pa tudi specialisti bodo prav gotovo zadovoljni z njeno vsebino.

Uroš Premru

A n t o n R a m o v š : **Slapovi v Sloveniji.** Slovenska matica, Ljubljana 1983. Obseg 295 strani, 12 barvnih in 62 črno-belih slik ter 60 zemljevidnih skic in ena pregledna tabela geoloških obdobij. Format 24,5 × 16,5 cm. Vezano v platno.

Čeprav je Slovenija po doslej znanem številu slapov na prvem mestu v naši državi, se doslej še nihče ni lotil njihovega načrtnega proučevanja. Deset let trdega dela je moral avtor knjige vložiti v zaokrožen opis slapov, s kakršnim se morejo pohvaliti le redki narodi na svetu. Po doslej znanih podatkih je na svetu več kot 6000 slapov, med katerimi je 400 višjih od 100 m. Sam avtor pravi, da je opisal okoli 185 slovenskih slapov in nekaj slapišč, vendar jim moramo dodati še precej onih, ki so samo omenjeni na koncu posameznih izčrpnejših opisov.

V poglavju o nastanku slapov A. R a m o v š loči slapove po geološki delitvi v znižujoče (destruktivne) in rastoče (konstruktivne). V prvi skupini loči še kameninsko pogojene (trša kamenina med mehkejšimi), tektonske, obvisele in pregradne slapove. Poleg rastočih loči še drugotno rastoče, umetne in umetno rastoče slapove. Opisal je tudi nekaj najbolj svetovno znanih slapov iz Afrike in Amerike in podal njihov način nastanka ter jih primerjal s slapovi pri nas. Navedel pa je še druge možnosti delitve slapov po obliki, velikosti in smeri vodnega pramena.

V poglavju, Slapovi v imenih, je avtor knjige ponatisnil besedilo R. B a d j u r e iz Ljudske geografije. Za jedrnato in s številnimi primeri podprto B a d j u r o v o besedilo smo lahko avtorju R a m o v š u hvaležni, da je vsaj za krajši čas zopet otel pozabi lepe slovenske izraze za slapove.

Le malo je naših slapov, ki so turistično znani in pogosto obiskovani. Zato avtor v poglavju, Slapovi so tudi turistično pomembni, vzpodbuja turistične delavce, domačine in planince, kaj naj bi v bodoče storili, da bi k slapovom privabili več obiskovalcev. Težave z ugotavljanjem višine slapov so precejšnje. Do nedavna so bile njihove višine le ocenjene.. V zadnjem času pa sta izmerila

višino mnogih naših slapov P. Skoberne in R. Smerdu. Njihove jedrnate opise je avtor knjige povzel v izvirni besedi v poglavju, Merjenje višine slapov.

Poglavju Opisi slovenskih slapov je namenjena večina prostora v knjigi. Opisi so podani po pokrajinskih enotah (Julijske Alpe 27, Karavanke 20, Kamniške in Savinjske Alpe 7, Pohorje 4, Cerkljansko in Idrijsko ozemlje 4, Škofjeloško ozemlje 7, Ljubljanska kotlina in obrobje 2, Zasavje in Kozjansko 4, Notranjska, Dolenjska in Kočevska 6 in Slovenska Istra z enim slapom). Ob tem poglavju je avtor podal pregledno karto slapov Slovenije. Pohvale vredna je tudi tabela geoloških obdobij, dolžina njihovega trajanja in navedba slapov, ki so nastali na kameninah posameznih obdobij. Geografska lega vseh slapov pa je posebej podana med tekstom na preglednih zemljevidnih skicah, ki jih je lično izrisal M. Grm.

Nadalje slede opisi posameznih slapov, med katerimi je avtor knjige na prvo mesto uvrstil krasotico Savico. V njenem opisu je glavno besedo prepustil umetnikom slovenske pesniške besede Prešernu, Vodniku in Potočniku. Pa še sam je dodal izbrane besede. Tako je prav, Savica to zasluži! Glavni opis Peričnika je avtor prepustil starosti slovenskih planincev J. Aljažu in svojemu učitelju I. Rakovcu, izpuščena pa ni tudi pesnitev F. S. Finžgarja. Tudi pri nekaterih nadaljnjih opisih slapov, je A. Ramovš povzel izvirne opise maloštevilnih opisovalcev naših slapov, kar je še posebno lepo uspelo J. Čarju, R. Podobniku in R. Terpinu.

V nadaljevanju je opisanih pod samostojnimi naslovi 82 slapov. Vendar sta opisana pod enim naslovom mnogokrat dva ali celo več slapov in tako je v knjigi opisanih ali vsaj omenjenih okoli 185 slapov. Pri večini slapov je avtor opisal pot do njih, podal razlago vzrokov njihovega nastanka in se običajno največ pomudil ob opisu geološke sestave okolice slapov. Mnogo novega najdemo v teh opisih in ni nam dolgočasno njihovo prebiranje. Skoraj vsak opis predstavlja poljudni krajši ali daljši geološki vodnik, s katerim spoznamo precejšen del Slovenije. Pisec pa ni posvetil izbranih besed samo kameninam in njihovemu rojevanju, ampak je marsikje opozoril tudi na zanimivi rastlinski svet, ki ga najdemo ob poti ali samih slapovih.

Verjetno bo marsikdo z zanimanjem prebral izvirni opis P. Krivica o slapu Boka. Le koliko volje in vztrajnosti je bilo potrebno vložiti pri drznih raziskavah z vodo napolnjenih rovov, po katerih doteka voda iz notranjosti Kanina, dokler se ne prikaže kot mogočen 106 m visok slap! Tudi opise slapov v okolici Vrsna in Krna je avtor knjige poživil z izvirnimi opisi R. Podobnika.

Knjiga Slapovi v Sloveniji je napisana v poljudni besedi in je razumljiva širokemu krogu bralcev, ki se zanimajo za naravne zaklade Slovenije. Po njej radi posegajo različno naravnani naravoslovci. Še posebno pa je dragocen priročnik učiteljem in profesorjem naravoslovja pri vodenju ekskurzij v naravo. Ne nazadnje pa bo tudi marsikateri domačin iz knjige spoznal njemu doslej še neznane naravne zanimivosti svojega kraja in upajmo, da bo v bodoče pomagal pri približevanju le-teh tudi drugim popotnikom. Knjiga predstavlja vodnik vsakemu, ki ga zanimajo slapovi in narava ob njih. In ne samo to, obiskovalec slapov bo spoznal tudi kamenine, iz katerih je slovenska zemlja in s tem je avtor dosegel širšo popularizacijo geološke vede.

Slovenci smo postali s tem zopet bogatejši, saj nas na področju raziskave slapov ne presegajo drugi bogatejši in večji narodi. Ne smemo pa pozabiti izraziti pohvalo založniku knjige Slovenski matici, ki je knjigo prve te vrste v svetu uvrstila v svoj redni program in s tem omogočila spoznavanje naravnih lepot Slovenije širšemu svetu.

Stanko Buser

