Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

1988/89 31/32

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1988/89

Ljubljana 1990

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1988/89	KNJIGA 31, 32	Str. 1 do 620	LJUBLJANA 1990

115706

GEOLOGIJA

Zaradi zakasnitve pri oddaji člankov uredništvu izhajata 31. in 32. knjiga letnikov 1988 in 1989 z zakasnitvijo v enem delu. Tako smo prišli na tekoče pri izdajanju Geologije in pripravljamo že naslednjo številko za letnik 1990. Slovenska besedila za 31. in 32. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik sta opravila *Simon Pirc* in *Milan Hamrla*. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

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

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

Naklada 1000 izvodov

Cena 300 din

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, leto 1990

Financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod Ljubljana

25 -04- 1990

099002015

GEOLOGIJA

Owing to late submission of papers to the Editorial Board, the 1988 and 1989 issues of volumes 31 and 32 respectively were delayed and hence published as a single volume. Further volumes will be issued regularly, and the next one for the year 1990 is already in preparation. The papers in Slovene language of the present 31/32 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and *Milan Hamrla*. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

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

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

Printed in 1000 copies

Price US $ 60.00

Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, in 1990

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

GEOLOGIJA *31, 32,* 1–620 (1988/89), Ljubljana

VSEBINA – CONTENTS

Čebulj, A.
Geologi Geološkega zavoda Ljubljana v novih poslovnih prostorih 5
New premises for geological staff of the Geološki zavod Ljubljana 7

Paleontologija – Paleontology

Jelen, B.
Karnijska školjčna favna na Lesnem brdu in njen paleobiološki pomen 11
The Karnian bivalves (Mollusca) from Lesno brdo, Slovenia, NW Yugoslavia and their paleobiological significance 97

Jurkovšek, B. & Jelen, B.
Fosilne školjke iz karnijskih plasti pri Orlah 129
Fossil lamellibranchs from the Carnian beds at Orle 129

Goričan, Š. & Buser, S.
Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia) 133
Srednjetriasni radiolariji Slovenije (Jugoslavija) 164

Jamnik, A., Ramovš, A. & Turnšek, D.
Heterastridium conglobatum Reuss, 1865 (?hidrozoj) v norijskem apnencu Kamniških Alp 199
Heterastridium conglobatum Reuss, 1865 (?Hydrozoan) in the Norian Limestone of the Kamnik Apls (Slovenia, NW Yugoslavia) 199

Aladžova-Hrisčeva, K. & Pavšič, J.
Nummulites and calcareous nannofossils from Lower Eocene beds in the area of Veliko Tărnovo (North Bulgaria) 209

Kolar-Jurkovšek, T.
New ostracod and conodont species from the Triassic strata of Slovenia (NW Yugoslavia) 219
Nova ostrakodna in konodontna vrsta iz triasnih plasti Slovenije (NW Jugoslavija) . . . 222

Stratigrafija – Stratigraphy

Ramovš, A.
Stopnje spodnjega devonija v Sloveniji – novi predlog 225
Stages of the Lower Devonian in Slovenia – the New Proposal 225

Ramovš, A.
Spodnjedevonijski in spodnjekarbonski konodonti v prodnikih spodnjepermijskega konglomerata pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane 233
Lower Devonian and Lower Carboniferous Conodonts in the Pebbles of the Lower Permian Conglomerate at Podlipoglav, east of Ljubljana, Yugoslavia 233

Ramovš, A.
Razvoj ladinijske stopnje v severnih Julijskih Alpah 241
Ausbildung der Ladin-Stufe (Mitteltrias) in den nördlichen Julischen Alpen 253

Čar, J.
Kotna tektonsko-erozijska diskordanca v rudiščnem delu idrijske srednjetriasne tektonske zgradbe 267
Angular tectonic-erosional unconformity in the deposit's part of the Idrija Middle Triassic tectonic structure 282

Jurkovšek, B., Šribar, L., Ogorelec, B. & Kolar-Jurkovšek, T.
Pelagične jurske in kredne plasti v zahodnem delu Julijskih Alp 285
Pelagic Jurassic and Cretaceous beds in the western part of the Julian Alps 306

Jelen, B., Mervič, H., Horvat, A. & Pavšič, J.
Spremembe mikrofosilnih združb v oligocenu Zasavja 329
Changes of the microfossil assemblages in the Oligocene of the Zasavje region 329

Jelen, B.
Današnji pogled na biostratigrafijo 347
Biostratigraphy of today 347

Sedimentologija – Sedimentology

Delvalle, D. & Buser, S.
Microfacies analysis of limestones from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW Slovenia (Yugoslavia) 351

Koch, R.
Diagenetic features of limestones from the Cretaceous / Tertiary boundary of SW Slovenia (Yugoslavia) 395

Petrologija – Petrology

Hinterlechner-Ravnik, A.
Ultramafični vključki v granitu Črne na Koroškem v Sloveniji 403
Ultramafic xenoliths in the granite at Črna na Koroškem in Slovenia 403

Pamić, J., Injuk, J. & Jakšić, M.
Prilog geokemijskom poznavanju gornjokredne bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija) 415
Some geochemical features of the Upper Cretaceous bimodal volcanic association from the Požeška Gora Mt. in Slavonija (northern Croatia, Yugoslavia) 431

Limnologija – Limnology

Schultze, E.
Fallstudien zur Paläolimnologie 437
Case studies on paleolimnology 507

Hidrogeologija – Hidrogeology

Mencej, Z.
Prodni zasipi pod jezerskimi sedimenti Ljubljanskega barja 517
The gravel fill beneath the lacustrine sediments of the Ljubljansko barje 549

Breznik, M.
Development of the brackish karstic spring Almyros in Greece 555
Sanacija zaslanjenega kraškega izvira Almyros v Grčiji 573

Geofizika – Geophysics

Lapajne, J.
Generalization of the Kövesligethy equation for non-circular macroseismic fields 577
Posplošitev Kövesligethyjeve enačbe za nekrožna makroseizmična polja 577

Geotermija – Geothermics

Verbovšek, R.
Geotermični model Krško-Brežiškega polja 581
Geothermal model for the Krško-Brežice Field 591

Zgodovina geoloških znanosti – History of geological sciences

Faninger, E.
Palnstorfova zbirka mineralov in kamnin 593
Palnstorfsche Mineralien- und Gesteinssammlung 603

Faninger, E.
Neue Daten über die Entdeckung des Zoisits 609
Novi podatki o odkritju zoisita 609

Nove knjige – Book reviews

H. W. Flügel, F. P. Sassi & P. Grecula Eds.: Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts 617

Miruna Čanović & Ruža Kemenci: Mezozoik podine Panonskog basena u Vojvodini 617

Ulrich Lehmann & Gero Hillmer: Wirbellose Tiere der Vorzeit 618

Hansgeorg Pape: Leitfaden zur Gesteinsbestimmung 619

GEOLOGIJA *31, 32*, 5–9 (1988/89), Ljubljana

Geologi Geološkega zavoda Ljubljana v novih poslovnih prostorih

New premises for geological staff of the Geološki zavod Ljubljana

Avgust Čebulj
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Današnji Geološki zavod Ljubljana je bil ustanovljen 6. maja 1946 kot samostojna geološka ustanova pri Ministrstvu za industrijo in rudarstvo, imenovana Geološki zavod za Slovenijo. Od takrat do danes je doživel več sprememb in preimenovanj. Že 8. julija 1948 je bil poimenovan Uprava LR Slovenije za geološke raziskave. Pomemben mejnik pa predstavlja leto 1952, ko je zavod po prihodu prvih diplomiranih geologov z ljubljanske Univerze začel normalno delovati. Po odločbi vlade LR

Nova zgradba geologov in sodelavcev Geološkega zavoda Ljubljana
New building from the front view
Foto Miha Dobrin

Slovenije z dne 4. julija 1952 se je Uprava LR Slovenije za geološke raziskave združila s Podjetjem za globinsko vrtanje v ustanovo s samostojnim financiranjem, imenovano Geološki zavod LR Slovenije v Ljubljani. Še istega leta se je po večkratnih selitvah ustalil v prostorih na Parmovi 33, katere je zasedal vse do septembra 1989. Leta 1952 je bilo na Geološkem zavodu zaposlenih 187 delavcev, od tega na področju geologije 22.

Drugi pomembni mejnik v razvoju Geološkega zavoda predstavlja leto 1974, ko so bile ustanovljene tri temeljne organizacije združenega dela, in sicer:

- Geologija, geotehnika in geofizika
- Geotehnična in rudarska dela
- Rudnik urana Žirovski vrh.

Tozd Geologija, geotehnika in geofizika je takrat od Geološkega zavoda Ljubljana prevzel status znanstveno-raziskovalne organizacije s 110 delavci, od tega 56 z visoko izobrazbo. Leta 1979 je spet prišlo do organizacijskih sprememb Geološkega zavoda Ljubljana, ko je bilo ustanovljenih naslednjih šest temeljnih organizacij združenega dela:

- Geologija, geotehnika in geofizika
- Rudarska dela
- Geotehnična dela
- Vrtalno-minerska dela
- Strojna proizvodnja in vzdrževanje
- Komercialna dejavnost in

Delovna skupnost skupnih služb.

Taka organizacijska oblika obstaja še danes, s tem da naj bi se po zakonu o podjetjih v letu 1990 temeljne organizacije združenega dela preoblikovale v šest samostojnih podjetij, združenih v sestavljeno podjetje Geološki zavod Ljubljana.

Tozd Geologija, geotehnika in geofizika pa naj bi preimenovali v Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, ki je leta 1989 zaposloval 210 delavcev, od tega 114 z visoko, 64 s srednjo in 32 z nižjo izobrazbo.

Zaradi izredno hitre rasti števila zaposlenih glede na potrebe gospodarstva smo morali reševati tudi prostorske probleme. Postopoma smo pridobivali poslovne prostore na Linhartovi 9 (Plava laguna), na Parmovi 37, na Glinškovi ploščadi in v Hotimirjevi 19. Skupaj s prostori na Parmovi 33 smo imeli na petih mestih 2693 kvadratnih metrov poslovnih prostorov. Jasno je, da je bilo delo v takih razmerah izredno težko.

Odločitev o gradnji skupnih poslovnih prostorov za geologe in sodelavce pa je spomladi leta 1989 pospešila sodna odpoved za poslovne prostore na Parmovi 33, kjer so bili predvsem laboratoriji in knjižnica. Zaradi kratkega roka, ki nam je bil dan za izpraznitev prostorov v Parmovi 33, smo morali že pripravljeni načrt za gradnjo novih poslovnih prostorov, namenjenih celotnemu Geološkemu zavodu Ljubljana, v zelo kratkem roku spremeniti za potrebe tozda Geologija, geotehnika in geofizika. Za celoten objekt namreč ni bilo dovolj sredstev niti ga ne bi bilo moč zgraditi v tako kratkem roku.

Od pridobitve gradbenega dovoljenja do vselitve v nove prostore je preteklo samo leto dni.

Nova poslovna stavba na Dimičevi 14 s kletjo in šestimi nadstropji ima 4806 kvadratnih metrov površine. V vseh prostorih razen v drugem nadstropju, kjer imata svoje prostore vodstvo Geološkega zavoda in tozd Vrtalno-minerska dela, delajo geologi in njihovi sodelavci.

Večnamenska dvorana v novi zgradbi omogoča tudi strokovna posvetovanja
This commodious hall on the 6th floor is suitable for professional meetings, too
Foto Miha Dobrin

V novi stavbi smo posebno pozornost namenili laboratorijem. V pritličju in delno v kleti so geomehanski laboratoriji in hidrogeološki laboratorij, v prvem nadstropju pa so geološki laboratoriji. Površina vseh laboratorijev je 684 kvadratnih metrov. Prostori so najsodobneje urejeni in ustrezajo vsem predpisom za varno delo. Seveda pa bo potrebno nakupiti sodobno raziskovalno opremo, ki je v starih prostorih niti ni bilo mogoče namestiti. V šestem nadstropju je urejena knjižnica s čitalnico in dvorano z 72 sedeži.

V četrtem nadstropju smo uredili modern računalniški center. Jedro računalniške opreme je računalnik HP-9040A, ki teče pod UNIX operacijskim sistemom. V naš računalniški sistem je povezanih okoli dvajset osebnih računalnikov, nameščenih v kabinetih sodelavcev ter zunanji IBM-PC kompatibilni računalniki.

Novi prostori so velika pridobitev ne samo za geologe in sodelavce Geološkega zavoda Ljubljana, ampak za vso slovensko geologijo.

The precursor of the present Geološki zavod Ljubljana (Ljubljana Geological Survey) was established on May 6, 1946 as an independent geological authority, called the Geological survey of Slovenia and attached to the then Ministry of industry and mininig. The institution evolved gradually and on Jully 8, 1948 changed its name to become the Administration for geological investigations of the Republic Slovenia. Initially understaffed, it experienced a first impetus in 1952 when an influx of young graduated geologists considerably improved the Administration's professional potential. On July 4, 1952, the Slovenian government decreed a merger of the Administration with the Enterprise for deep-drilling activities. The new financially

independent institution was officially established as the Geological survey of Ljubljana, with headquarters in Ljubljana. The Survey's premises were changed several times until the greater part of the association settled in suitable offices and laboratories located on the Parmova street, No 33. It remained there till September 1989. In 1952 the Survey's staff numbered 187, of which 22 were geological professionals.

The next landmark of consequence in evolution of the Ljubljana Geological survey was the year 1974, when its three basic units were set on foot as separate organizations, each one covering a specific domain. These basic units were designated:

- Geology, geotechnics and geophysics,
- Geotechnical and Mining activities, and
- Žirovski vrh Uranium mine.

At that time the unit Geology, geotechnics and geophysics had a total staff of 110 of which 56 were University graduates. It soon qualified for and was granted the status of a scientific research organization.

However, in 1979 new organizational changes were introduced again, separating the diverse Survey's activities and creating the following six autonomous "basic organizations of associated labour":

- Geology, geotehnics and geophysics
- Mining
- Geotehnical applications
- Drilling and blasting
- Equipment manufacturing and maintainance
- Commerce and joint administration.

This organizational form of the Survey exists still today. According to new legislation, expected to come in force in 1990, the same six basic organizations will be constituted as independent enterprises, but acting together as a joint liability company under the common name of Geološki zavod Ljubljana.

The basic unit Geology, geotechnics and geophysics will change the name to become the Institute of geology, geotechnics and geophysics. At present (1989) its staff numbers 210 professionals of which 114 are University graduates; the rest of them possess medium (64) and lower (32) qualifications.

The quickly increasing employing of new professionals, dictated by the requirements of the industry, produced growing accomodation problems in the Survey's premises. Additional offices had to be taken at rent. It happened that besides the headquarters on the Parmova street, offices at five detached localities in Ljubljana had to be engaged, covering altogether 2,693 m^2 of office room. Such conditions obviously hampered the Survey's work and called for drastic solutions.

The decision to build adequate own common premises was taken in spring of 1989, when a law-court notice to clear the headquarters on Parmova No. 33 was served to the Survey. The majority of labs, the library and archives with main offices were situated there. Since time was short, the original plan to erect a building to house the entire Geološki zavod Ljubljana had to be cut down in order to build adequate offices and facilities ma nly for the needs of the Geology, geotechnics and geophysics unit. This solution wa· dictated not only by temporal but also financial considerations.

The time span in which all stages of construction were completed came up to just one year.

The new working premises stand on the Dimičeva street No. 14 in Ljubljana. A modern six floor building commands a total space surface of 4,806 m². Apart from the 2nd floor where the Management of the Geološki zavod Ljubljana and the Drilling and blasting unit are accommodated, all other rooms are occupied by the divisions and departments of the Geology, geotechnics and geophysics unit.

Special consideration in new conditions has been paid to laboratories. The testing labs for soil and rock investigations in engineering foundation work are placed on the ground floor, together with the hydrogeological testing station. Geological laboratories, including geophysical lab for geoelectric, thermal and seismic measurements, are placed on the 1st floor. Total surface of laboratories amounts to 684 m². In the modern outfitted rooms all safety standards have been fully taken into account. The old equipment is going to be supplemented by up-to-date measuring instruments and other utensils. The archives and library with a convenient reading-room are situated on the 6th floor where a metting-hall is located too, seating 72 people.

A modern EDP center featuring HP 9040a computer running under UNIX multiuser operating system is situated on the 4th floor. It is linked with about 20 individual PC computers in offices as well as with some IBM-PC compatibile outside computers.

The newly established geological center is a valuable asset not just for the staff of the Geološki zavod Ljubljana but also for the entire Slovenian geology.

GEOLOGIJA *31, 32*, 11–127 (1988/89), Ljubljana

UDK 562.02:551.761(497.12) = 863

Karnijska školjčna favna na Lesnem brdu in njen paleobiološki pomen

The Karnian bivalves (Mollusca) from Lesno brdo, Slovenia, NW Yugoslavia and their paleobiological significance

Bogomir Jelen
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Biostratinomska raziskava je pokazala, da moremo najdišče Lesno brdo obravnavati kot nahajališče fosilne biocenoze. Raziskovanje je potekalo po sistemskih shemah sestave in delovanja združbe. Za označitev taksonomske in količinske sestave sem uporabil opisne in numerične metode. Vplive na sestavo združbe smo proučevali z geokemičnimi, sedimentološkimi in paleoekološkimi metodami. Da bi spoznal in pojasnil delovanje združbe, sem raziskoval funkcijo organizmov z metodo adaptivne funkcionalne morfologije kot odnosom med obliko organizma, okoljem, načinom življenja in evolucijo. Nastanka novih vrst in podvrst na nahajališču Lesno brdo ne uvrščam v selektivno, ampak v hitro simpatrično adaptivno speciacijo in subspeciacijo. Določen je bil tudi vpliv topografskih in hidrografskih razmer na speciacijo in subspeciacijo ter evolucijsko konvergenco pri rodovih *Trigonodus* in *Myophoria*. Paleobiogeografske razlike in podobnosti v južnih Alpah imajo ekološki vzrok. Pogled v biofaciese in biokronologijo južnoalpskih nahajališč je opozoril na ekostratigrafijo in diakronost, dvoje pojmov, ki smo ju pri nas doslej premalo upoštevali.

Abstract

The performed biostratinomic investigation indicated that the locality Lesno brdo should be considered and studied as a locality of fossil biocoenosis. The investigation was carried out according to schemes of the composition and of functioning of the community. For establishing the taxonomical and quantitative composition of the community descriptive and numerical methods were used by the author. The influences on the composition of the community were studied by geochemical, sedimentological and paleoecological methods. To establish and understand the functioning of the community in ones existing ecosystem fossils were investigated by the methodology of adaptive functional morphology as the relations between the shape of the organism, environment, living habit and evolution. The origin of new species and subspecies in the Lesno brdo locality is

Raziskava je bila napisana in predložena kot disertacijsko delo junija leta 1982, zato kasnejše reference niso upoštevane.

Research work was brought to a conclusion and submitted as a thesis in June, 1982. Consequently, the references published later are left out of consideration.

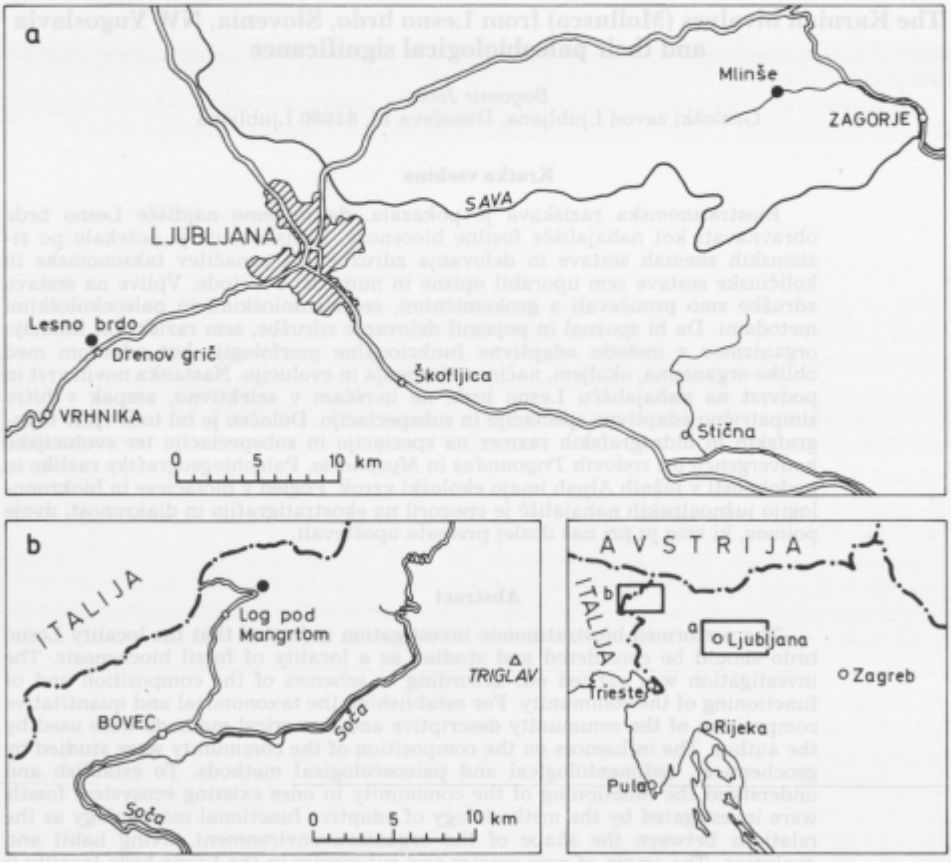
not placed into the selective, but into the fast sympatric adaptive speciation and subspeciation. Also the influence of topographical and hydrographical conditions on speciation and subspeciation, as well as on the evolutional convergence of genera *Trigonodus* and *Myophoria* was established. The paleobiogeographical differences and similarities in the region of the Southern Alps have an ecological reason. Insight into biofacies and biochronology of the southern alpine localities drew attention to ecostratigraphy and diacronicity, two notions to which in this country until recently hardly any attention was dedicated.

Uvod

V delu obravnavam fosilno školjčno favno na Lesnem brdu pri Drenovem griču (sl. 1 a), ki so jo v preteklosti omenjali, vendar je ostala doslej neraziskana.

V analizo fosilne makrofavne nahajališča sem se vključil:

1. s kartiranjem vseh izdankov na območju, kjer fosilonosne plasti izdanjajo,



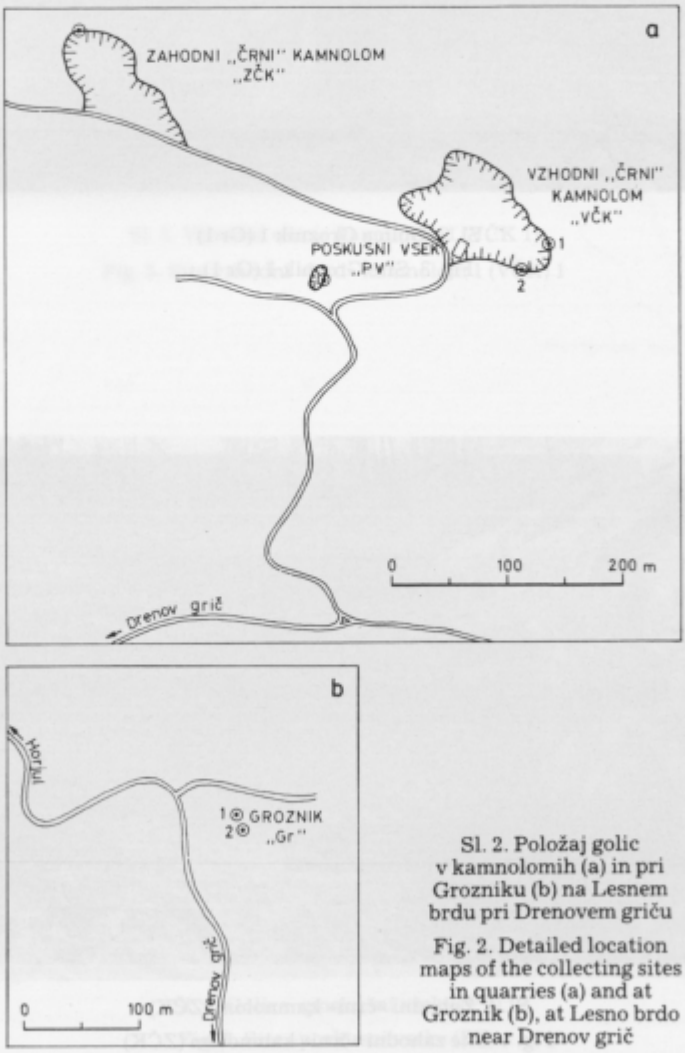
Sl. 1. Položajni skici najdišč Lesno brdo pri Drenovem griču in Mlinše pri Zagorju (a) ter Log pod Mangrtom (b)

Fig. 1. Generalized locality maps presenting the sample localities Lesno brdo near Drenov grič, Mlinše near Zagorje (a), and Log pod Mangrtom (b)

2. z določitvijo najprimernejših golic za vzorčenje glede na možnosti vodoravnih in navpičnih vzporejanj v prostoru,
3. s stratimetričnim snemanjem golic,
4. z natančnim vzorčenjem in biostratinomskim opazovanjem makrofavne,
5. z laboratorijsko preparacijo fosilov in
6. z načrtovanjem nadaljnje raziskave.

Po kartiranju golic sem se odločil za stratimetrično snemanje in natančno vzorčenje makrofavne na štirih golicah:

1. Groznik (Gr) (sl. 2 b, 3, 8)
2. Zahodni »črni« kamnolom (ZČK) sl. 2 a, 4, 8)
3. Vzhodni »črni« kamnolom (VČK) (sl. 2 a, 5, 8)
4. Poskusni vsek (PV) (sl. 2 a, 6, 8).



Sl. 2. Položaj golic v kamnolomih (a) in pri Grozniku (b) na Lesnem brdu pri Drenovem griču

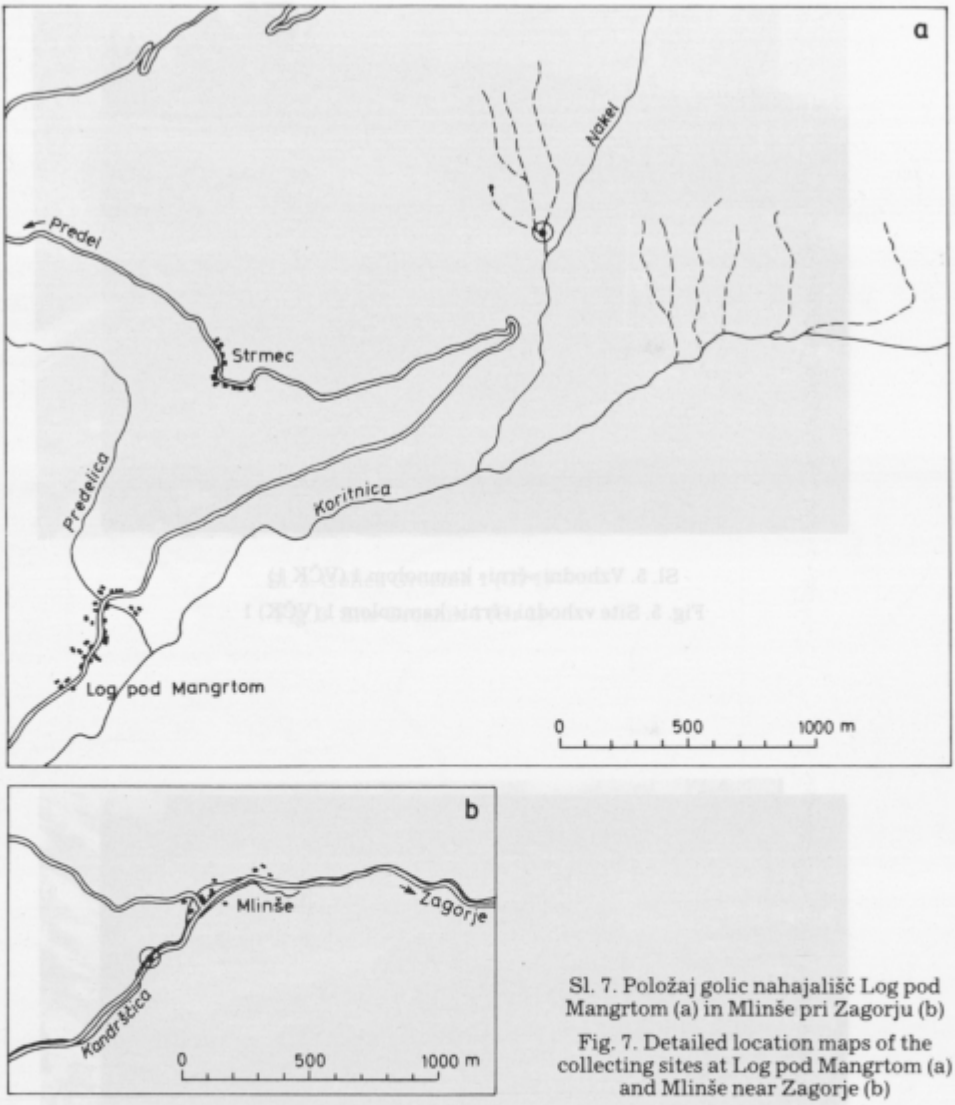
Fig. 2. Detailed location maps of the collecting sites in quarries (a) and at Groznik (b), at Lesno brdo near Drenov grič

Sl. 3. Golica Groznik 1 (Gr 1)
Fig. 3. Site Groznik 1 (Gr 1)

Sl. 4. Zahodni »črni« kamnolom (ZČK)
Fig. 4. Site zahodni »črni« kamnolom (ZČK)

Sl. 5. Vzhodni »črni« kamnolom 1 (VČK 1)
Fig. 5. Site vzhodni »črni« kamnolom 1 (VČK) 1

Sl. 6. Golica »poskusni vsek« (PV)
Fig. 6. Site »poskusni vsek« (PV)



Sl. 7. Položaj golic nahajališč Log pod Mangrtom (a) in Mlinše pri Zagorju (b)

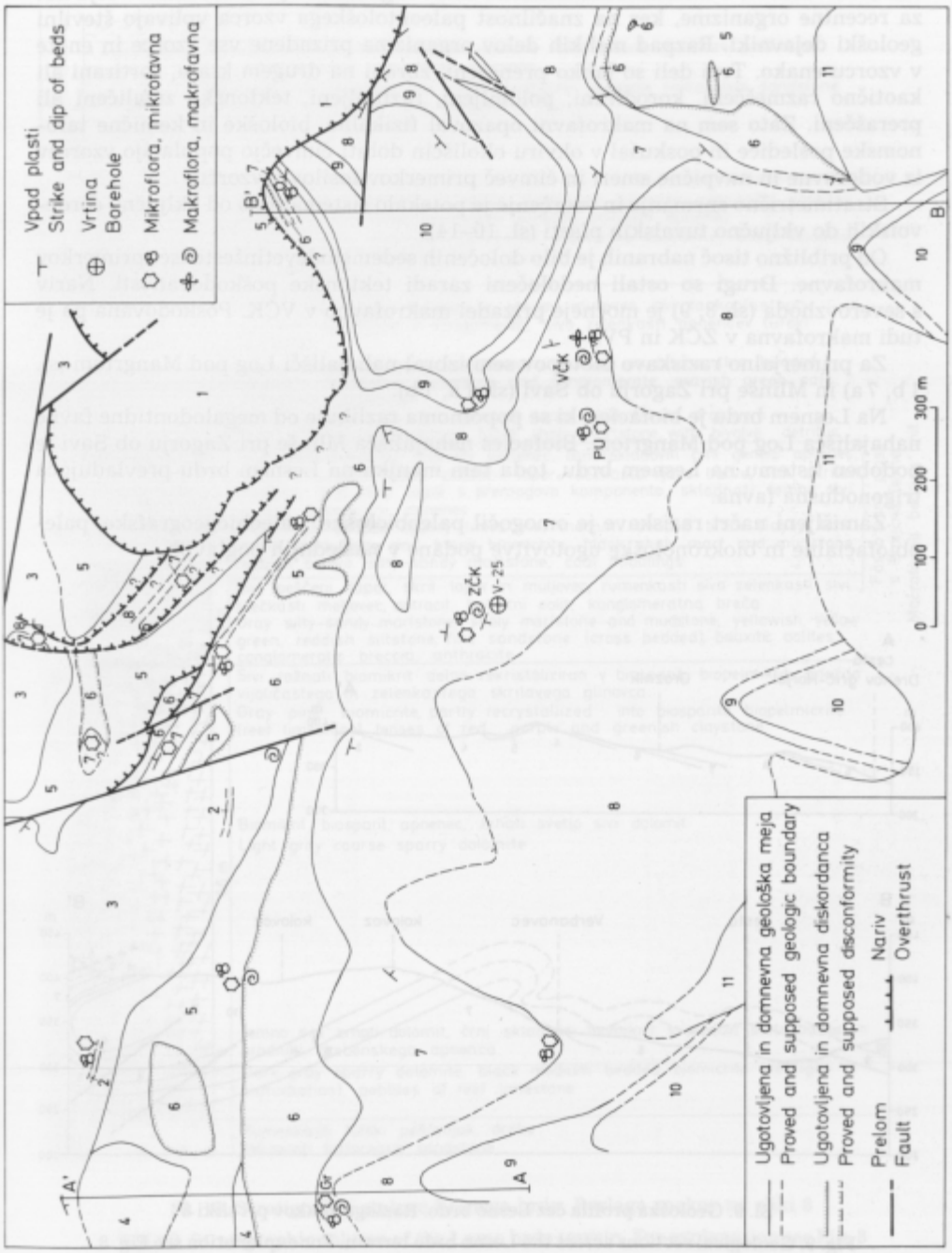
Fig. 7. Detailed location maps of the collecting sites at Log pod Mangrtom (a) and Mlinše near Zagorje (b)

Sl. 8. Geološka karta Lesnega brda

11 Holocen, *10* Tuval: klastični člen, *9* Tuval: karbonatni člen, *8* Jul: zgornji klastični člen, *7* Jul: karbonatni člen, *6* Jul: spodnji klastični člen, *5* Cordevol: sivi rožnati grebenski apnenec, *4* Cordevol: grobozrnati sivi dolomit, *3* Langobard: tufski peščenjak, *2* Langobard: ploščati črni apnenec, *1* Karbon in perm: kremenov peščenjak in konglomerat ter skrilavi muljevec

Fig. 8. Geological map of Lesno brdo area

11 Holocene, *10* Tuvalian: clastic member, *9* Tuvalian: carbonate member, *8* Julian: upper clastic member, *7* Julian: carbonate member, *6* Julian: lower clastic member, *5* Cordevolian: gray and pink reef limestone, *4* Cordevolian: gray coarse sparry dolomite, *3* Langobardian: tuffaceous sandstone, *2* Langobardian: black platy limestone, *1* Carboniferous and Permian: quartz sandstone and conglomerate, and shale


Vpad plasti
Strike and dip of beds
Vrtina
Borehole
Mikroflora, mikrofavna
Makroflora, makrofavna
ZČK
V-25
VČK
PU
A
A'
B
B'
0
100
200
300 m
Ugotovljena in domnevna geološka meja
Proved and supposed geologic boundary
Ugotovljena in domnevna diskordanca
Proved and supposed disconformity
Prelom
Fault
Nariv
Overthrust

Podrobnost zaznav in pravilnost rezultatov analize sta odvisni od števila in velikosti vzorcev. V raziskavi fosiliziranih delov organizmov je ta odvisnost večja kot za recentne organizme, ker na značilnost paleontološkega vzorca vplivajo številni geološki dejavniki. Razpad mehkih delov organizma prizadene vse vzorce in enote v vzorcu enako. Trdi deli so lahko preneseni, zbrani na drugem kraju, sortirani ali kaotično razmeščeni, korodirani, polomljeni, raztopljeni, tektonsko zmaličeni ali preraščeni. Zato sem na makrofavni opazoval fizikalne, biološke in kemične tafonomske posledice in poskušal v okviru okoliščin dobiti čimvečjo populacijo vzorcev iz vodoravne in navpične smeri in čimveč primerkov fosilov v vzorcu.

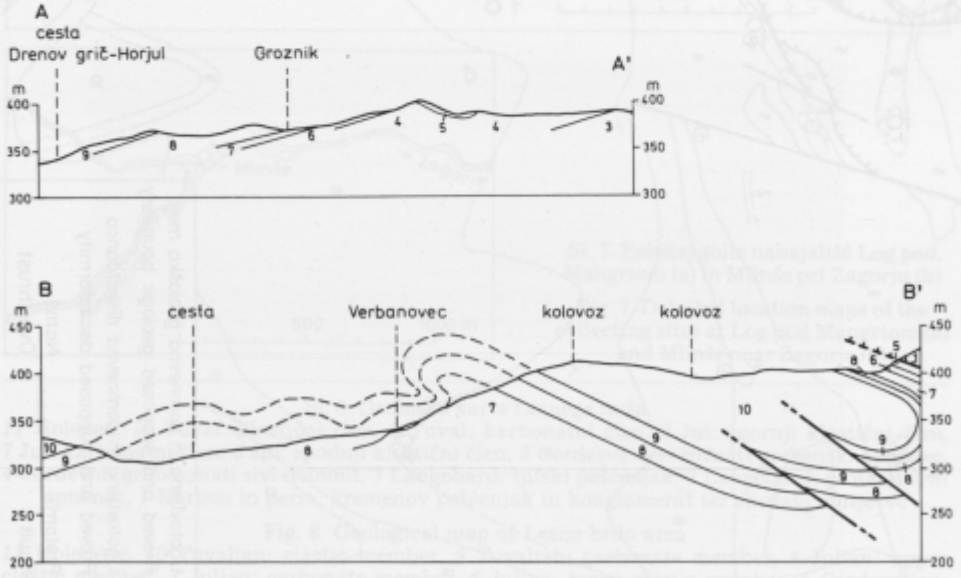
Stratimetrično snemanje in vzorčenje je potekalo sistematično od vključno cordevolskih do vključno tuvalskih plasti (sl. 10–14).

Od približno tisoč nabranih je bilo določenih sedemstodevetinšestdeset primerkov makrofavne. Drugi so ostali nedoločeni zaradi tektonske poškodovanosti. Nariv s severovzhoda (sl. 8, 9) je močneje prizadel makrofavno v VČK. Poškodovana pa je tudi makrofavna v ZČK in PV.

Za primerjalno raziskavo biotopov sem izbral nahajališči Log pod Mangrtom (sl. 1 b, 7 a) in Mlinše pri Zagorju ob Savi (sl. 1 a, 7 b).

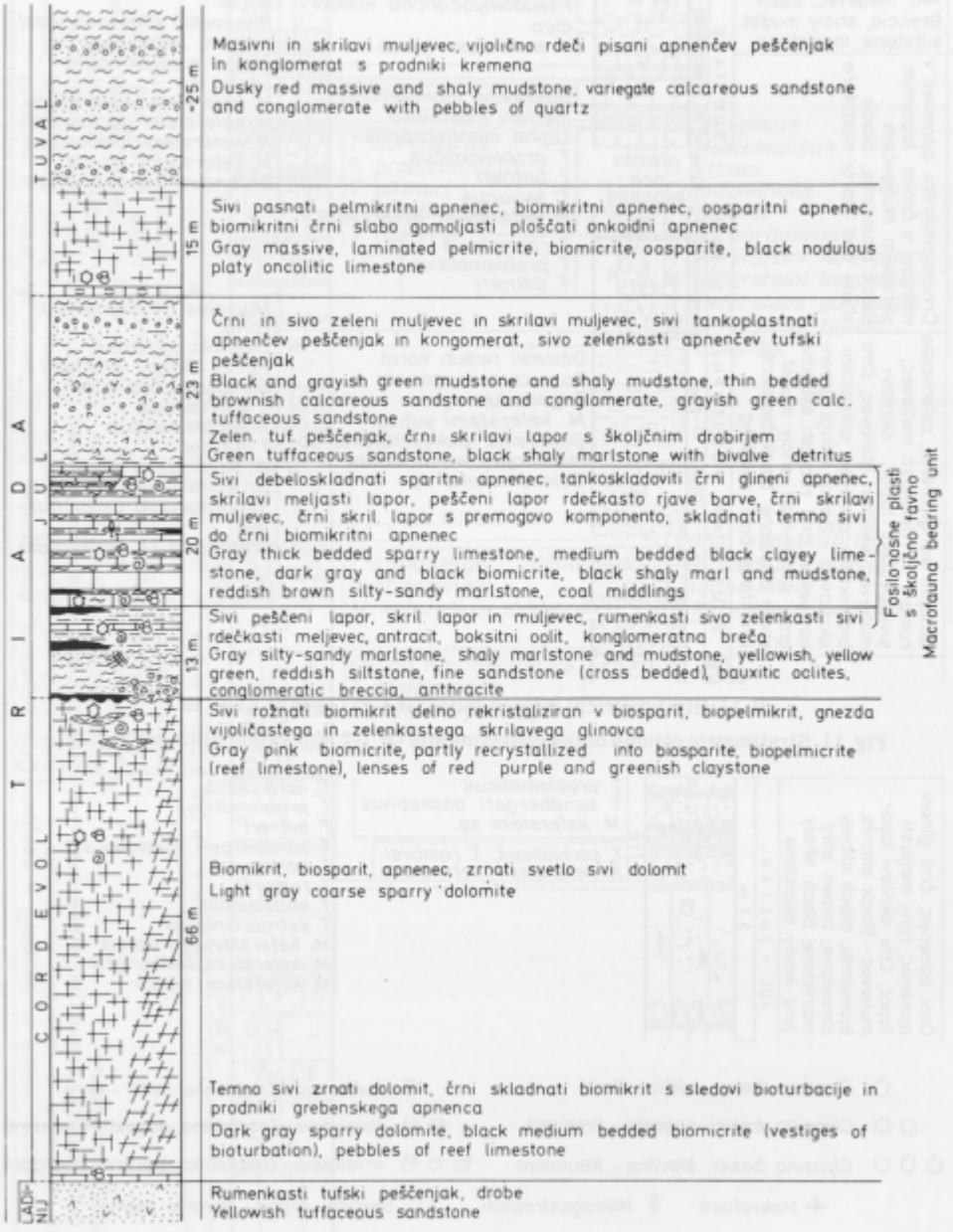
Na Lesnem brdu je biofacies, ki se popolnoma razlikuje od megalodontidne favne nahajališča Log pod Mangrtom. Biofacies nahajališča Mlinše pri Zagorju ob Savi je podoben tistemu na Lesnem brdu, toda tam manjka na Lesnem brdu prevladujoča trigonodusna favna.

Zamišljeni načrt raziskave je omogočil paleobiološke, paleobiogeografske, paleobiofacialne in biokronološke ugotovitve podane v naslednjih poglavjih.



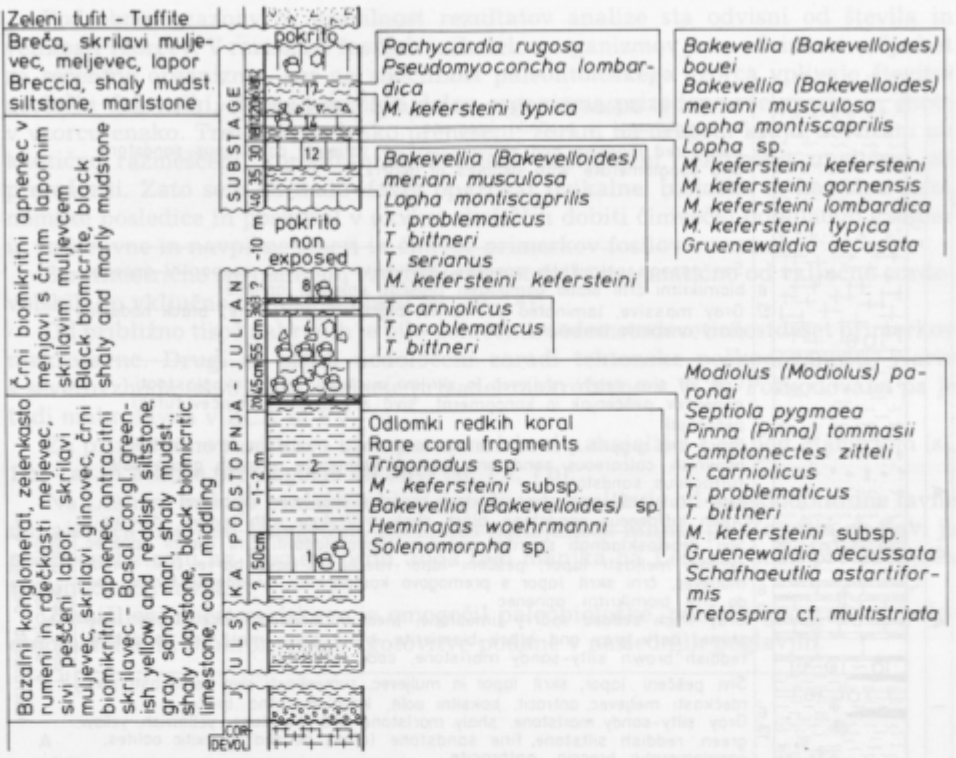
Sl. 9. Geološka profila čez Lesno brdo. Razlaga znakov pri sliki 8

Fig. 9. Geological sections across the Lesno brdo terrain. For explanation see Fig. 8



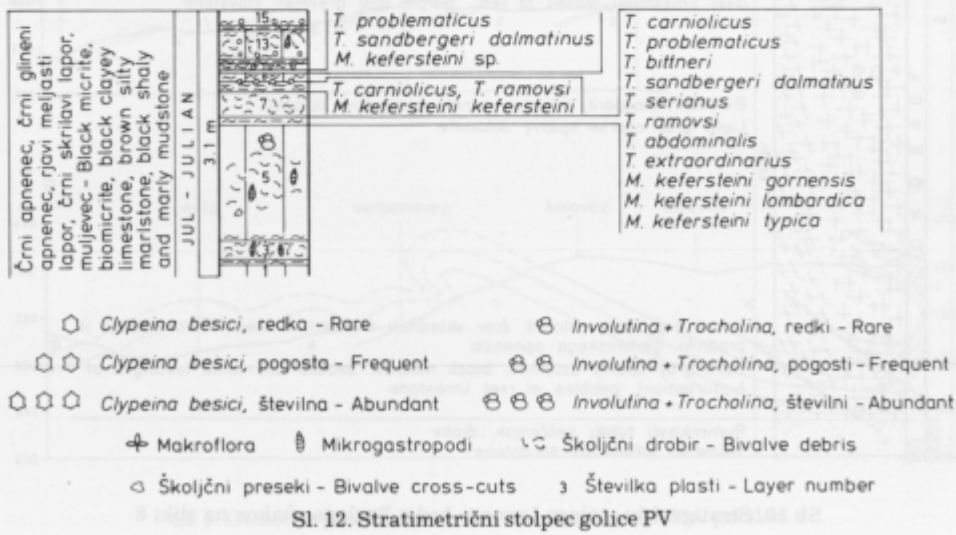
Sl. 10. Stratigrafski stolpec Lesnega brda. Razlaga znakov na sliki 8

Fig. 10. Stratigraphic column of the Lesno brdo terrain. For explanation see Fig. 8



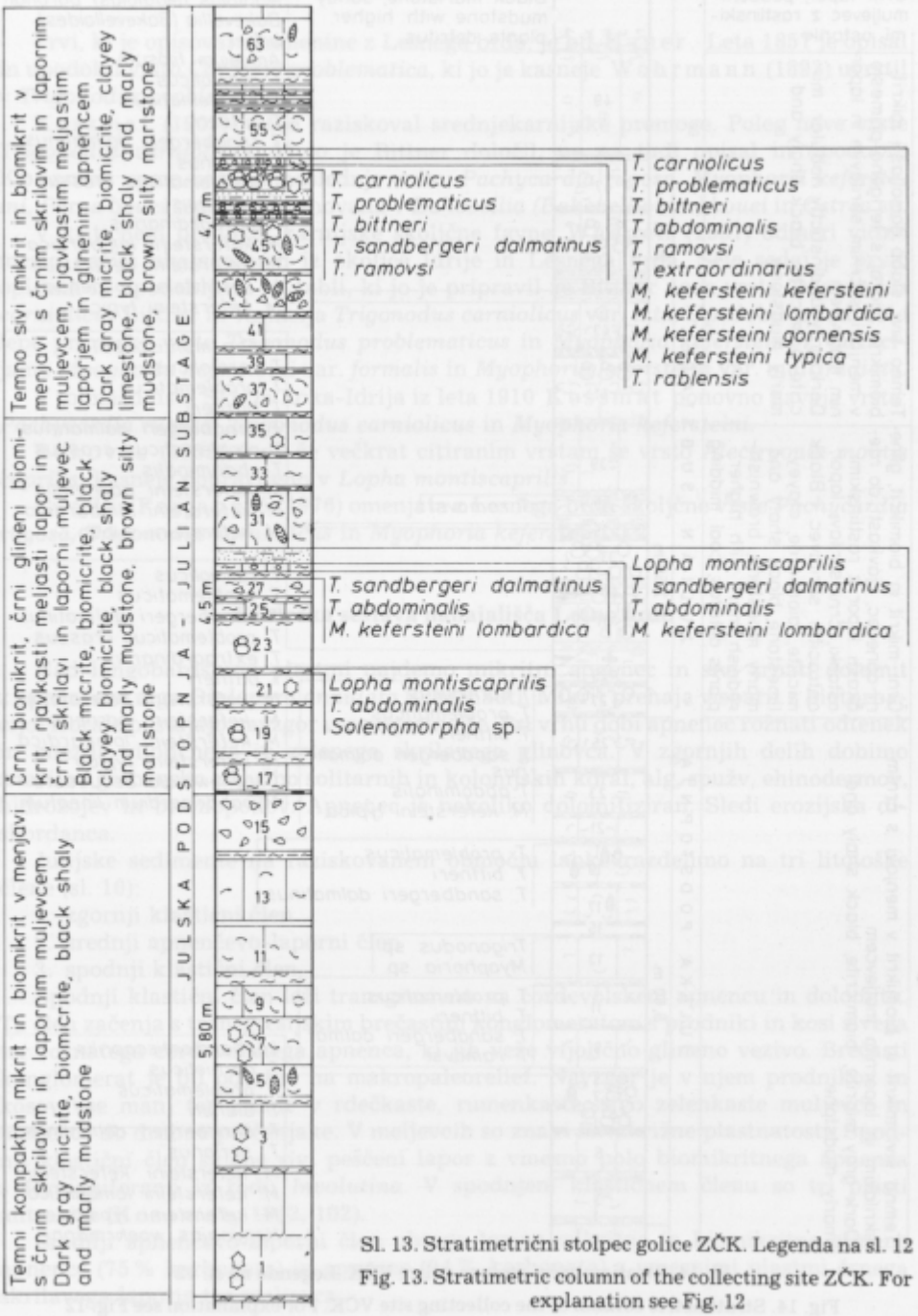
Sl. 11. Stratimetrični stolpec golice Gr 1-2. Legenda na sl. 12

Fig. 11. Stratimetric column of the collecting site Gr 1-2. For explanation see Fig. 12



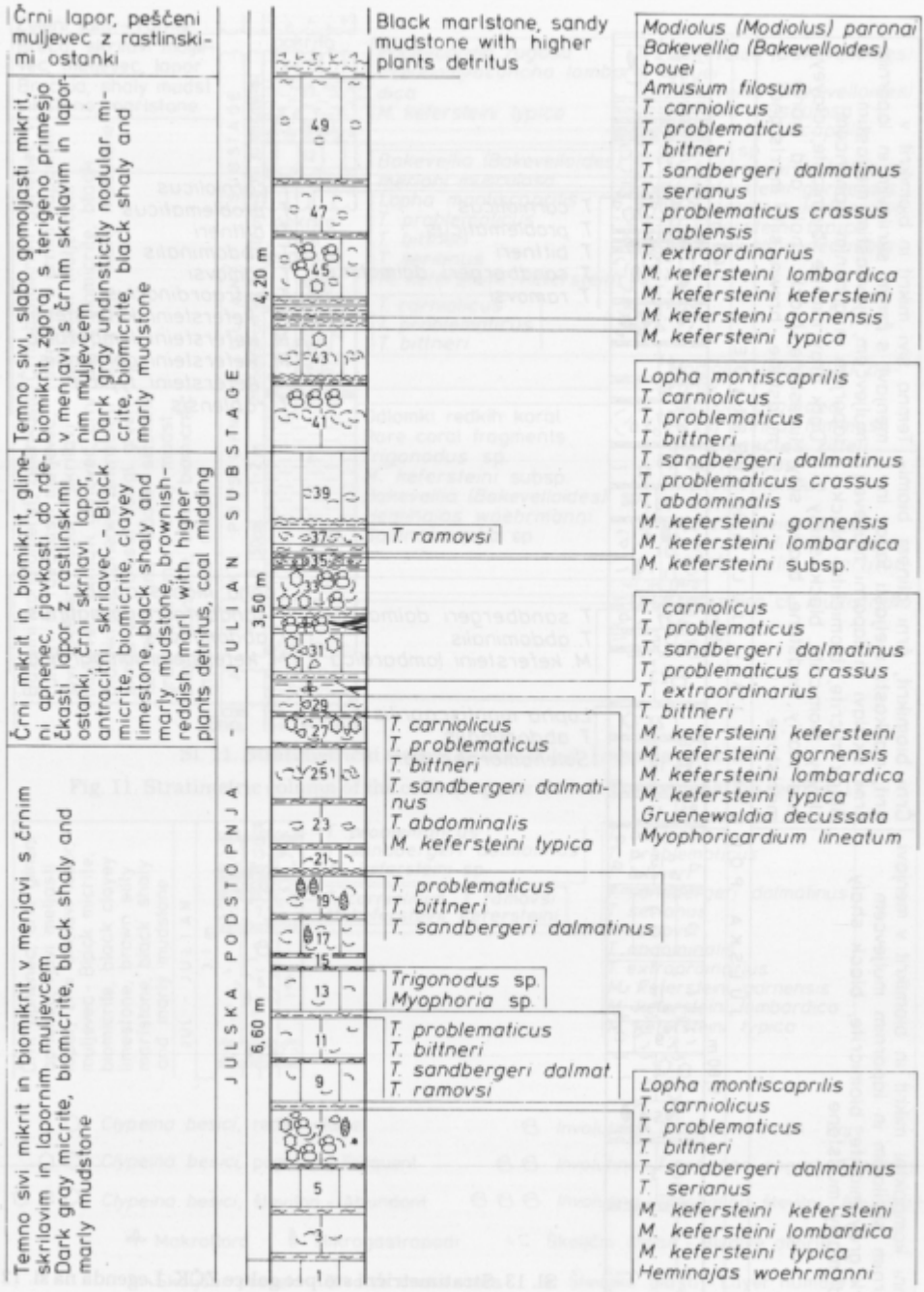
Sl. 12. Stratimetrični stolpec golice PV

Fig. 12. Stratimetric column of the collecting site PV



Sl. 13. Stratimetrični stolpec golice ZČK. Legenda na sl. 12

Fig. 13. Stratimetric column of the collecting site ZČK. For explanation see Fig. 12



Sl. 14. Stratimetrični stolpec golice VČK. Legenda na sl. 12

Fig. 14. Stratimetric column of the collecting site VČK. For explanation see Fig. 12

Dosedanje raziskave

Prvi, ki je opisoval okamenine z Lesnega brda, je bil Hauer. Leta 1857 je opisal in upodobil vrsto *Cardinia problematica*, ki jo je kasneje Wöhrmann (1893) uvrstil v *Trigonodus problematicus*.

Kossmat (1902) je tod raziskoval srednjekarnijske premoge. Poleg nove vrste *Trigonodus carniolicus*, ki jo je Bittner določil, ne pa tudi opisal in upodobil, Kossmat samo našteva naslednje vrste: *Pachycardia rugosa, Myophoria kefersteini, Perna bouei* sedaj preimenovana v *Bakevellia (Bakevellioides) bouei* in *Ostrea* sp.

V kritičnem pregledu karnijske školjčne favne Waagen (1907) odmeri vidno mesto našim okameninam iz okolice Idrije in Lesnega brda. Šele sedaj je prvič opisana in upodobljena na tabli, ki jo je pripravil že Bittner nova vrsta *Trigonodus carniolicus* Bittner in variacija *Trigonodus carniolicus* var. *lata*. Upodobil je tudi zelo lepe primerke vrste *Trigonodus problematicus* in *Myophoria kefersteini* z variacijama *Myophoria kefersteini* var. *formalis* in *Myophoria kefersteini* var. *multiradiata*.

V tolmaču lista Škofja Loka-Idrija iz leta 1910 Kossmat ponovno navaja vrste: *Pachycardia rugosa, Trigonodus carniolicus* in *Myophoria kefersteini*.

Rakovec (1955) doda že večkrat citiranim vrstam še vrsto *Alectryonia montis caprilis*, kasneje popravljeno v *Lopha montiscaprilis*.

Grad in Ferjančič (1976) omenjata z Lesnega brda školjčne vrste *Pachycardia rugosa, Trigonodus carniolicus* in *Myophoria kefersteini*.

Geološka sestava nahajališča Lesno brdo

Nad langobardskimi plastmi najdemo mikritni apnenec in sivi zrnati dolomit z apnenčevo algo *Diplopora annulata* Schafhäutl. Mikrit prehaja v sparit z bioturbacijo. Korale postajajo navzgor vse pogostnejše. Pri vrhu dobi apnenec rožnati odtenek in gnezda vijoličnega in zelenega skrilavega glinovca. V zgornjih delih dobimo značilno grebensko združbo solitarnih in kolonijskih koral, alg, spužv, ehinodermov, hidrozojev in brahiopodov. Apnenec je nekoliko dolomitiziran. Sledi erozijska diskordanca.

Julijske sedimente na raziskovanem območju lahko razdelimo na tri litološke člene (sl. 10):

1. zgornji klastični člen
2. srednji apnenčevo-laporni člen
3. spodnji klastični člen.

Spodnji klastični člen leži transgresivno na cordevolskem apnencu in dolomitu. Ta člen začenja s transgresijskim brečastim konglomeratom s prodniki in kosi sivega ter rožnatega cordevolskega apnenca, ki jih veže vijolično glineno vezivo. Brečasti konglomerat je bil odložen na makropaleorelief. Navzgor je v njem prodnikov in kosov vse manj ter preide v rdečkaste, rumenkaste, sivo zelenkaste muljevce in meljevce do drobne peščenjake. V meljevcih so znaki navzkrižne plastnatosti. Spodnji klastični člen sklene sivi peščeni lapor z vmesno polo biomikritnega apnenca s formaniferami iz rodu *Involutina*. V spodnjem klastičnem členu so tri plasti antracita (Kossmat, 1902, 102).

Srednji apnenčevo-laporni člen obsega temne mikritne in biomikritne glinene apnence (75 % karbonata) in apnence (94 % karbonata) z vmesnimi plastmi črnega skrilavega laporja ter muljevca.

V spodnjem delu je črni apnenec debeloplastnat (70 do 150 cm), biomikriten s številnimi involutinami, redkimi troholinami in glomospirami ter posamičnimi odlomki apnenčeve alge *Clypeina besici* Pantić. V najnižjem delu je plast jalovinskega premoga.

Sledi tankoplastnati (30 do 50 cm) temno sivi mikritni in biomikritni apnenec, v katerem so na začetku pogostni odlomki alge *Clypeina besici*. V njem sta mikroflora in mikrofavna zamrli. Skrilavi laporji in muljevci črne barve so v milimetrskih plasteh.

Na začetku zgornjega dela skladovnice sta se odložili 20 cm debeli plasti drobnoplastnatega rdečkastorjavega peščenega laporja, ki bočno prehajata v skrilavi jalovinski premog. Apnenec zgornjega dela je biomikriten, v najvišjem delu tudi spariten s teksturami ptičjega očesa in debelo plastnat (60 do 120 cm). Vsebujejo številne foraminifere iz rodov *Involutina* in *Trocholina* ter odlomke alge *Clypeina besici*.

Od vzhoda proti zahodu debelina plasti v zgornjem delu skladovnice pojenjuje, tako da dobimo med debelejšimi skladi ploščasti črni glineni apnenec in tanjše plasti peščenega laporja.

Na prehodu v zgornji klastični člen je črni tankoplastnati lapor in črni ploščasti biokritni apnenec z redkimi involutinami in troholinami, odlomki alge *Clypeina besici* ter školjčnim drobirjem.

Debelina apnenčevo-laporne skladovnice proti zahodu pojenjuje.

Med skladi apnenca sta v spodnjem delu skladovnice črni lapor in muljevec z redkejšo školjčno favno. V srednjem delu lapor in muljevec vsebujeta redko školjčno favno, a v zgornjem delu bogato školjčno favno (sl. 15).

Apnenčevo-laporna skladovnica je nastala v zelo plitvem zatišnem priobalnem delu lagune.

Zgornji klastični horizont se začne z zelenim tufskim peščenjakom, ki mu sledi vijoličasti skrilavi muljevec. Navzgor so sivi, sivo zeleni in črni skrilavi muljevci, sivo zelenkasti apnenčevi in tufski peščenjaki in konglomerati. Zaključi se s črnim skrilavim muljevcem.

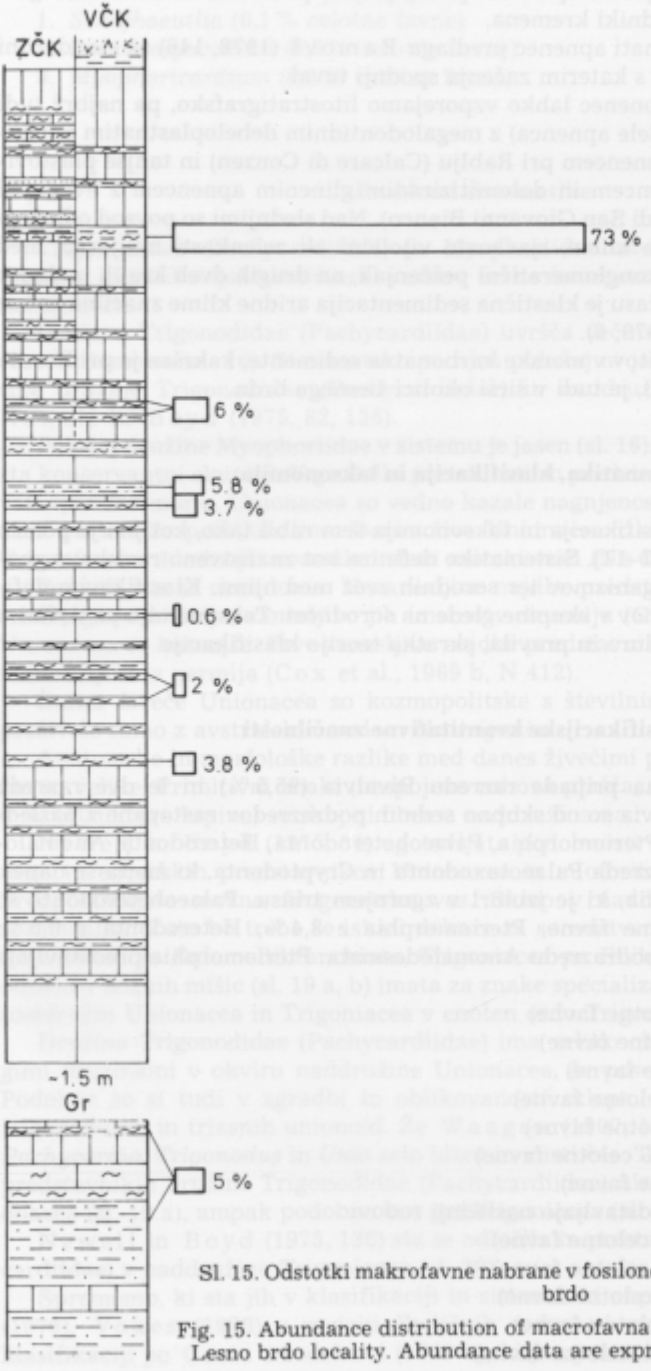
Zgornji klastični člen skoraj v celoti označujejo sivo zelenkasta obarvanost sedimentov zaradi večje ali manjše količine tufske primesi, često menjavanje sedimentacije ter količinsko prevladovanje peščenjakov nad muljevci. Člen je brez fosilne makrofavne.

O starosti obravnavanega cikla sedimentov so pisali Grad in Ferjančič (1976, 36), Ramovš (1978, 145) in posredno Ramovš (1973, 384). V svoji razpravi Ramovš (1973) na podlagi biostratigrafskih opazovanj mikroflore in mikrofavne v Sloveniji omenja mikrofosilno združbo foraminifer iz rodu *Trocholina* in alg *Clypeina besici*, značilno za plasti julske podstopnje v Sloveniji.

Na julskem ciklu sedimentov je odložen nepopolno ohranjen cikel tuvalskih sedimentov.

Na zgornjem julskem klastičnem členu ležita najprej gomoljasti ploščasti onkoidni apnenec s slabo razvitimi ooidi in odlomki alg solenopor ter črni biomikritni apnenec. Navzgor le-ta preide v oosparitni apnenec, ta pa v sivi mikritni apnenec z zelo redkimi foraminiferami cf. *Duostomina* in nedoločljivimi odlomki apnenčevih alg. Zgoraj ležeči sivi pelmikritni apnenec z iztrebki rakov *Parafavreina thoronetensis* Brönnimann et al. je nejasno debeloskladnat in ponekod pasnat. Pasnatost pogojuje množina peletov (Cigale, 1973, 29).

Sedimenti nad pelmikritnimi apnenci so enolični vijolični skrilavi muljevec.



Sl. 15. Odstotki makrofavne nabrane v fosilonosnih plasteh najdišča Lesno brdo

Fig. 15. Abundance distribution of macrofavna in the fossiliferous unit of the Lesno brdo locality. Abundance data are expressed as relative percentages

Poredkoma jih prekinjata pisani apnenčev peščenjak in apnenčevo kremenov konglomeratični peščenjak s prodniki kremena.

Megalodontidni in pasnati apnenec predlaga Ramovš (1978, 146) za standardni nivo v centralni Sloveniji, s katerim začenja spodnji tuval.

Naš megalodontidni apnenec lahko vzporejamo litostratigrafsko, pa najbrž tudi kronološko (vsaj zgornje dele apnenca) z megalodontidnim debeloplastnatim apnencem in dolomitiziranim apnencem pri Rablju (Calcare di Conzen) in tanjše plastovitim dolomitiziranim apnencem in dolomitiziranim glinenim apnencem z evaporiti v Lombardiji (Fornazione di San Giovanni Bianco). Nad slednjimi so povsod odloženi klastični sedimenti aridne klime, rjavkasto vijolični ali zelenkasti muljevec, med katere je pri nas odložen konglomeratični peščenjak, na drugih dveh krajih pa lapor in glineni apnenec. V tem času je klastična sedimentacija aridne klime značilna za vse južne Alpe (Gaetani, 1979, 6).

Prehod tuvalskih klastitov v morske karbonatne sedimente, kakršen je pri Borovnici (Ramovš, 1978, 147), je tudi v širši okolici Lesnega brda.

Sistematika, klasifikacija in taksonomija

Izraze sistematika, klasifikacija in taksonomija sem rabil tako, kot jim je pomen določil Simpson (1961, 7–11). Sistematiko definira kot znanstveno raziskavo značilnosti in raznolikosti organizmov ter sorodnih zvez med njimi. Klasifikacijo definira kot urejanje organizmov v skupine glede na sorodnost. Taksonomijo pa definira kot osnovo, načela, proceduro in pravila, skratka teorijo klasifikacije.

Klasifikacijske kvantitativne značilnosti

Skoraj vsa makrofavna pripada razredu Bivalvia (95,5 %) in le dve razredu Gastropoda (0,5 %). Bivalvia so od skupno sedmih podrazredov zastopane z naslednjimi štirimi podrazredi: Pteriomorphia, Palaeoheterodonta, Heterodonta, Anomalodesmata. Manjkata podrazreda Palaeotaxodonta in Cryptodonta, ki živita še danes, in podrazred Rostroconchia, ki je izumrl v zgornjem triasu. Palaeoheterodonta so zastopane z 90,4 % celotne favne, Pteriomorphia z 8,4 %, Heterodonta z 0,5 %. Preostalih 0,3 % pripada podrazredu Anomalodesmata. Pteriomorphia predstavljajo naslednji rodovi:

1. *Modiolus* (1,4 % celotne favne)
2. *Septiola* (2,6 % celotne favne)
3. *Pinna* (0,3 % celotne favne)
4. *Bakevellia* (1,6 % celotne favne)
5. *Amusium* (0,5 % celotne favne)
6. *Camptonectes* (0,1 % celotne favne)
7. *Lopha* (1,9 % celotne favne).

Palaeoheterodonta predstavljajo naslednji rodovi:

1. *Pachycardia* (3,6 % celotne favne)
2. *Trigonodus* (58,8 % celotne favne)
3. *Myophoria* (27,1 % celotne favne)
4. *Heminajas* (0,4 % celotne favne)
5. *Gruenewaldia* (0,8 % celotne favne).

Podrazredu Heterodonta pripadajo:
1. *Schafhaeutlia* (0,1 % celotne favne)
2. *Pseudomyoconcha* (0,3 % celotne favne)
3. *Myophoricardium* (0,1 % celotne favne).

Problemi sistematike

Trigonodidae (Pachycardiidae) in Myophoriidae zavzemajo torej dominantno mesto v klasifikacijski količinski sestavi favne in so osrednjega pomena za študij nahajališča.

Družino Trigonodidae (Pachycardiidae) uvršča večina raziskovalcev v naddružino Unionacea (sl. 16). Sistematsko pa njen položaj ni jasen. O problemih sistematike družine Trigonodidae (Pachycardiidae) in naddružine Unionacea sta pisala Newell in Boyd (1975, 82, 136).

Položaj družine Myophoriidae v sistemu je jasen (sl. 16). Unionacea in Trigoniacea sta konservantni skupini. V geološki preteklosti so predstavniki obeh skupin naseljevali epirična morja. Unionacea so vedno kazale nagnjenost do sladke vode. Trigoniacea pa so bile poikilohaline. Danes žive Unionacea izključno v sladkih vodah in Trigoniacea v hladnejši normalno slani morski vodi (Newell & Boyd, 1975, 59).

Pojavili sta se nenadoma. Nezanesljive najdbe predstavnikov Trigoniacea so iz srednjega ordovicija, zanesljivo jih imamo v devoniju (Cox et al., 1969 b, N 471). Unionacea so kasnejše. Prve zanesljive najdbe predstavnikov Unionacea so iz triasa, nezanesljive iz permija (Cox et al., 1969 b, N 412).

Danes živeče Unionacea so kozmopolitske s številnimi rodovi. Trigoniacea so preživele samo z avstralskim rodom *Neotrigonia*.

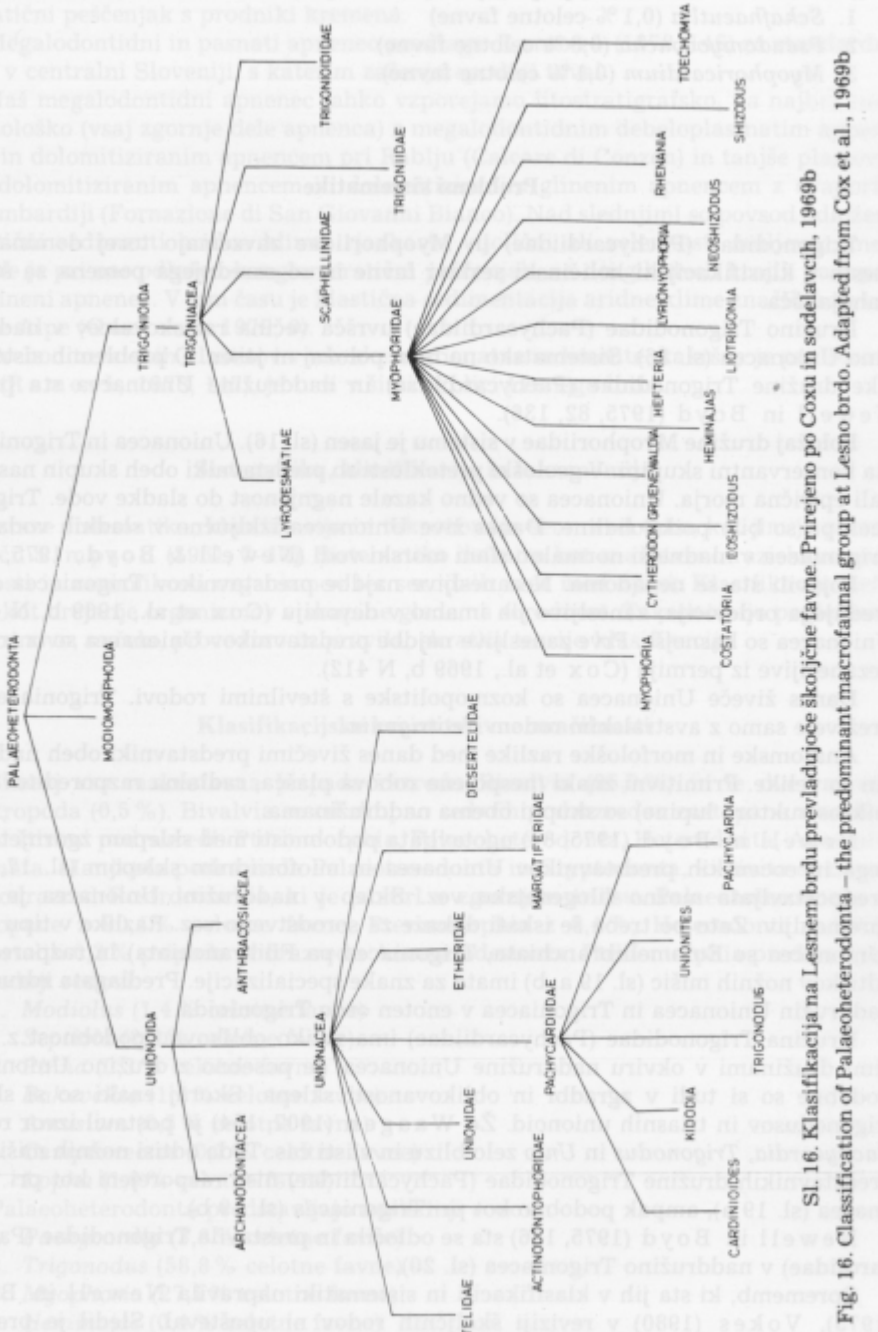
Anatomske in morfološke razlike med danes živečimi predstavniki obeh naddružin so velike. Primitivni znaki (nespojena robova plašča, radialna razporeditev zob, mikrostruktura lupine) so skupni obema naddružinama.

Newell in Boyd (1975, 84) ugotavljata podobnosti med sklepom zgornjetriasnega in eocenskih predstavnikov Unionacea in mioforiidnim sklepom (sl. 17, 18). Predpostavljata možno filogenetsko vez. Sklep v naddružini Unionacea je zelo spremenljiv. Zato bo treba še iskati dokaze za sorodstveno vez. Razlike v tipu škrg (Unionacea so Eulamellibranchiata, Trigoniacea pa Filibranchiata) in razporeditvi odtiskov nožnih mišic (sl. 19 a, b) imata za znake specializacije. Predlagata združitev naddružin Unionacea in Trigoniacea v enoten ordo Trigonioida.

Družina Trigonodidae (Pachycardiidae) ima veliko oblikovno podobnost z drugimi družinami v okviru naddružine Unionacea, še posebno z družino Unionidae. Podobne so si tudi v zgradbi in oblikovanosti sklepa. Skoraj enaki so si sklepi trigonodusov in triasnih unionoid. Že Waagen (1907, 154) je postavil izvor rodov *Pachycardia, Trigonodus* in *Unio* zelo blizu in v isti čas. Toda odtisi nožnih mišic pri predstavnikih družine Trigonodidae (Pachycardiidae) niso razporejeni kot pri Unionacea (sl. 19 a), ampak podobno kot pri Trigoniacea (sl. 19 b).

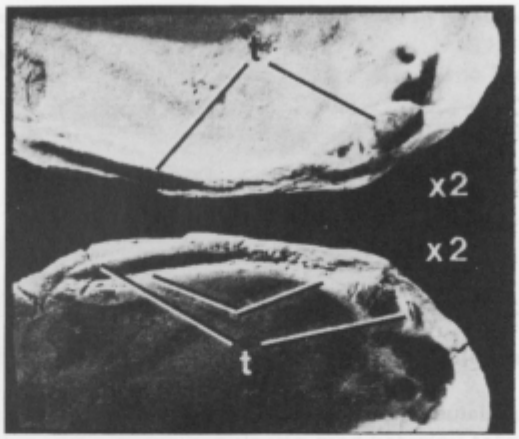
Newell in Boyd (1975, 136) sta se odločila in prestavila Trigonodidae (Pachycardiidae) v naddružino Trigoniacea (sl. 20).

Sprememb, ki sta jih v klasifikaciji in sistematiki napravila Newell in Boyd (1975), Vokes (1980) v reviziji školjčnih rodov ni upošteval. Sledil je prejšnji klasifikaciji po Coxu s sodelavci (1969 b), ki jo upoštevam tudi jaz.



Sl. 16. Klasifikacija na Lesnem brdu prevladujoče školjčne favne. Prirejeno po Coxu in sodelavcih, 1969b

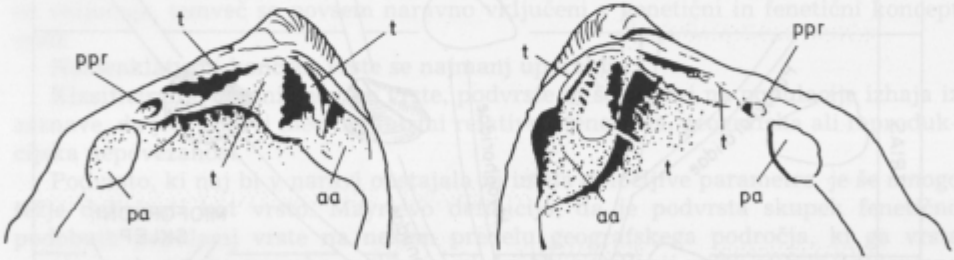
Fig. 16. Classification of Palaeoheterodonta – the predominant macrofaunal group at Lesno brdo. Adapted from Cox et al., 1969b



Sl. 17. Zgradba sklepa eocenske vrste *Unio* sp. (Newell & Boyd, 1975)

Fig. 17. Hinge of the Eocene *Unio* sp. (Newell & Boyd, 1975)

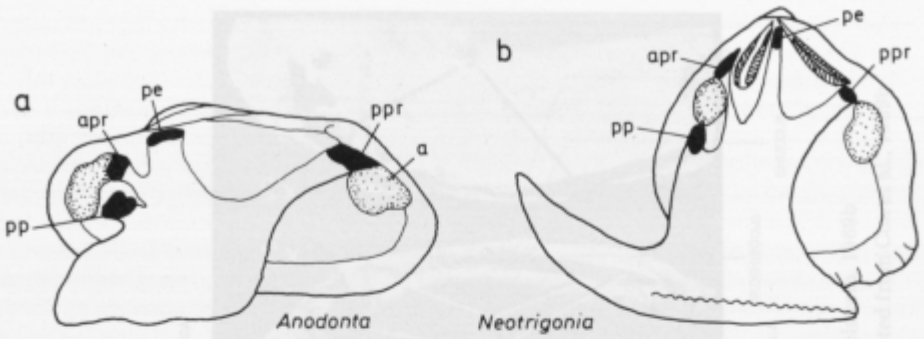
t – sklepni zobje – hinge teeth



Sl. 18. Sklep vrste *Trigonia* sp. (Cox et al., 1969b)

Fig. 18. Hinge of the *Trigonia* sp. (Cox et al., 1969b)

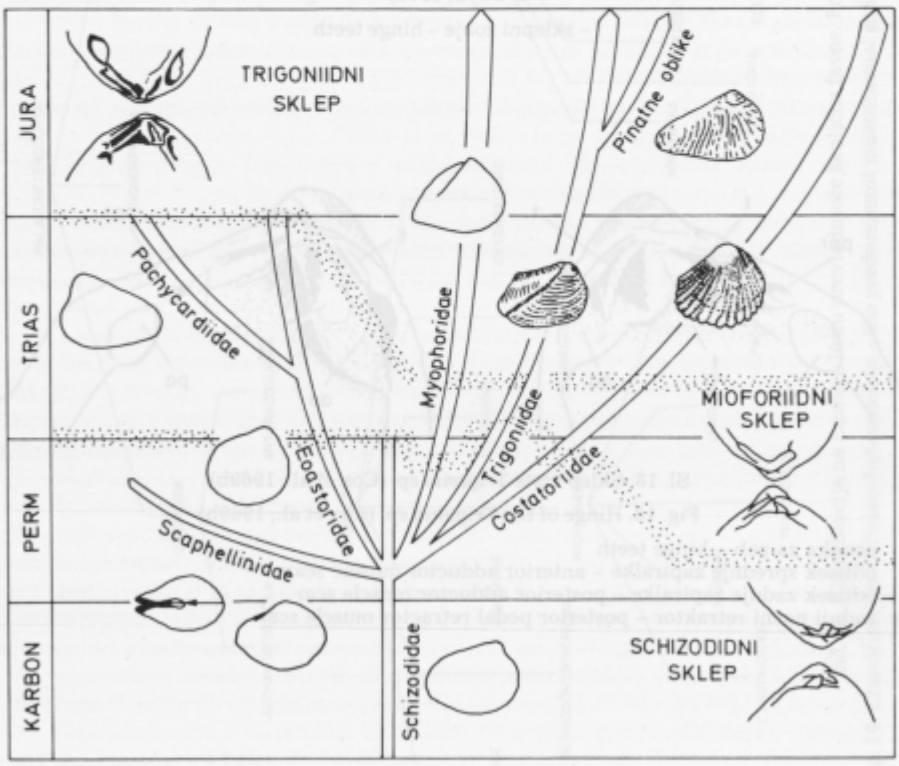
t oznaka za zob – hinge teeth
aa odtisek sprednje zapiralke – anterior adductor muscle scar
pa odtisek zadnje zapiralke – posterior adductor muscle scar
ppr zadnji nožni retraktor – posterior pedal retractor muscle scar



Sl. 19. Razporeditev pritrjališč nožnih mišic pri družini Unionidae (a) in Trigoniidae (b) po Coxu in sodelovcih (1969a)

Fig. 19. Pedal musculature in Unionidae (a) and Trigoniidae (b). After Cox et al., 1969a

apr sprednji nožni retraktor – anterior pedal retractor
pe nožni elevator – pedal elevator
pp pedalni protraktor – pedal protractor
ppr zadnji nožni retraktor – posterior pedal retractor
a odtisek zapiralke – adductor muscle scar



Sl. 20. Filetična divergenca v naddružini Trigoniacea po Newell in Boyd (1975)

Fig. 20. Phyletic divergence of the early Trigoniacea according to Newell and Boyd (1975)

Taksonomija na nivoju vrste, podvrste in populacije

Paleobiološka raziskava školjčne favne nahajališča Lesno brdo temelji na taksonomiji vrste, podvrste in na populaciji.

Vrsto so od začetkov biološke znanosti do danes različno definirali. Prevladujejo štirje kriteriji vrste:

1. genetični,
2. fenetični,
3. nomenklaturni in
4. časovni.

Glede na izbrani kriterij dobimo:

1. genospecies, populacije, ki izmenjujejo gene
2. taksospecies, fenetično podobne populacije
3. nomenspecies, osebke pod skupnim imenom in
4. paleospecies, vrsto v paleontologiji.

Genetični koncept vrste obsega populacije, med katerimi teče izmenjava genov, ki pa so z reprodukcijsko prepreko izolirane od drugih populacij. Genospecies je večdimenzionalen, ker nastopa v prostoru in času (cf. Sneath & Sokal, 1973, 363).

Fenetični koncept vrste obsega fenetično podobne populacije nekega geografskega področja, ki se fenetično razlikujejo od populacij drugih vrst.

Fenetični kriterij daje dve možnosti postavitve vrste:

1. vrsta kot najmanjša in najbolj homogena skupina osebkov,
2. fenetična skupina pod nivojem podrodu, ne glede na to, ali jo na stanje taksonomskih znakov lahko delimo naprej.

Časovni koncept vrste je zasnovan na filetični postopnosti morfotipov v geološkem času. Drugih evolucijskih vektorjev, npr. adaptivne radiacije, časovni koncept ne vključuje, temveč so povsem naravno vključeni v genetični in fenetični koncept vrste.

Nomenklaturni koncept vrste se najmanj uporablja.

Klasificiranje organizmov na vrste, podvrste in še naprej na populacije izhaja iz zaznave, da je v naravi med organizmi relativna fenetična, geografska ali reprodukcijska nepovezanost.

Podvrsto, ki naj bi v naravi obstajala in imela določljive parametre, je še mnogo težje definirati kot vrsto. Mayrjevo definicijo, da je podvrsta skupek fenetično podobnih populacij vrste na nekem predelu geografskega področja, ki ga vrsta naseljuje in se taksonomsko razlikuje od drugih populacij vrste, je bila odklonjena kot neoperativna (cf. Sneath & Sokal, 1973, 365).

Na nivoju podvrst nastopijo znatna prekrivanja stanj taksonomskih znakov.

V biologiji uporabljajo tri pojme populacije (cf. Sneath & Sokal, 1973, 366):

1. lokalizirane populacije, skupek fenetično podobnih osebkov vrste, ki za časa svojega življenja naseljujejo določen prostor;
2. lokalne populacije, v katerih se osebki križajo;
3. fenetično podobni osebki, ki jih loči od drugih osebkov iste vrste neka fenetična lastnost.

Taksonomsko delo temelji na taksonomskih znakih in njihovih stanjih. Tudi taksonomski znaki so različno definirani, npr.: vsaka lastnost pripadnika taksonu, v katerem se ali pa bi se lahko ločil od pripadnika drugega taksona ali: taksonomski znak je vsaka lastnost, ki se spreminja od organizma do organizma (cf. Sneath & Sokal, 1973, 71).

Taksonomske znake v biologiji dele na:
1. morfološke zunanje in notranje, makroskopske in mikroskopske
2. fiziološke
3. kemične
4. vedenjske in
5. ekološke.

V paleontologiji so uporabni morfološki, kemični in ekološki taksonomski znaki.

Taksonomsko razlikovanje favne nahajališča Lesno brdo

Tipološki koncept taksonomskega razlikovanja, ki temelji na vodilnih taksonomskih znakih holotipa, sem uporabil za taksonomsko razlikovanje tistih morfotipov, pri katerih ni bilo mogoče raziskovati tendenc skupinskih znakov.

Drugačen postopek je nastal za taksonomsko raziskavo tendenc skupinskih znakov. Nastanek izvedenega taksonomskega postopka je spodbudila ugotovitev moderne evolucijske sinteze, da vrsto v paleontologiji določa tudi fenetično-genetični kriterij.

Nastali taksonomski postopek je zasnovan na ugotavljanju morfoloških mej, ki naj bi se skladale z mejami ekološke oziroma reprodukcijske izolacije. Na teh izsledkih je temeljila binominalna nomenklatura. Ker sem izhajal iz načela komplementarnosti kvalitativne in kvantitativne taksonomske analize, sem skupine z isto morfološko tendenco najprej označil kvalitativno in nato še biometrično. Dobljene skupine morfotipov sem naprej raziskoval z analizo adaptivne funkcionalne morfologije. Le-ta more pokazati neodvisnost morfotipov, tj. ali je eden nujno del okolja drugega in ali so dovolj različni, da bi nanje lahko delovale različne selektivne sile. Zasedba ekološke niše je namreč korak v reprodukcijsko, gensko izolacijo.

Nomenklaturno vprašanje vrstnega imena *Myophoria kefersteini* (Münster, 1837)

Z uveljavljanjem prioritetnega pravila se pojavlja vprašanje vrstnega imena *Myophoria kefersteini* (Münster, 1837). Fantini-Sestinijeva (Univerza v Milanu) je leta 1967 predložila spodaj razloženi problem Mednarodni komisiji za zoološko nomenklaturo.

Keferstein je leta 1828 objavil Münstrovo ugotovitev, da je med fosilnim materialom iz nahajališča Rabelj nova vrsta *Trigonia kefersteini* podobna vrsti *Trigonia vulgaris*. Münster in Keferstein primerkov nista opisala in upodobila. Vrstno ime kefersteini naj bi zatorej bilo neveljavno.

Isto vrsto je leta 1835 upodobil in opisal pod imenom *Cryptina raibeliana* Boué, ni pa vedel, da jo je ugotovil že Münster. Po nomenklatoričnih pravilih je vrstno ime *»raibeliana«*.

Dve leti kasneje (1837) je Münster upodobil pod imenom *Lyrodon kefersteini* primerek, ki le malo spominja na tipično vrsto *Myophoria kefersteini*.

Vsi kasnejši avtorji, razen Albertija (1864), so opuščali Bouéjevo poimenovanje vrste in se oprijeli vrstnega imena *kefersteini*.

Rodovni imeni *Trigonia* in *Lyrodon* sta se morali umakniti rodovnemu imenu *Myophoria*, ker spada ta rod v družino Myophoriidae in ne v družino Trigoniidae.

Fantini-Sestinijeva se je zavzemala, da bi se ohranilo ime *Myophoria kefersteini* kot nomen conservandum. Menim, da bi bilo najpravilnejše rodovno in vrstno ime *Myophoira raibeliana*, če upoštevamo nomenklatorična pravila.

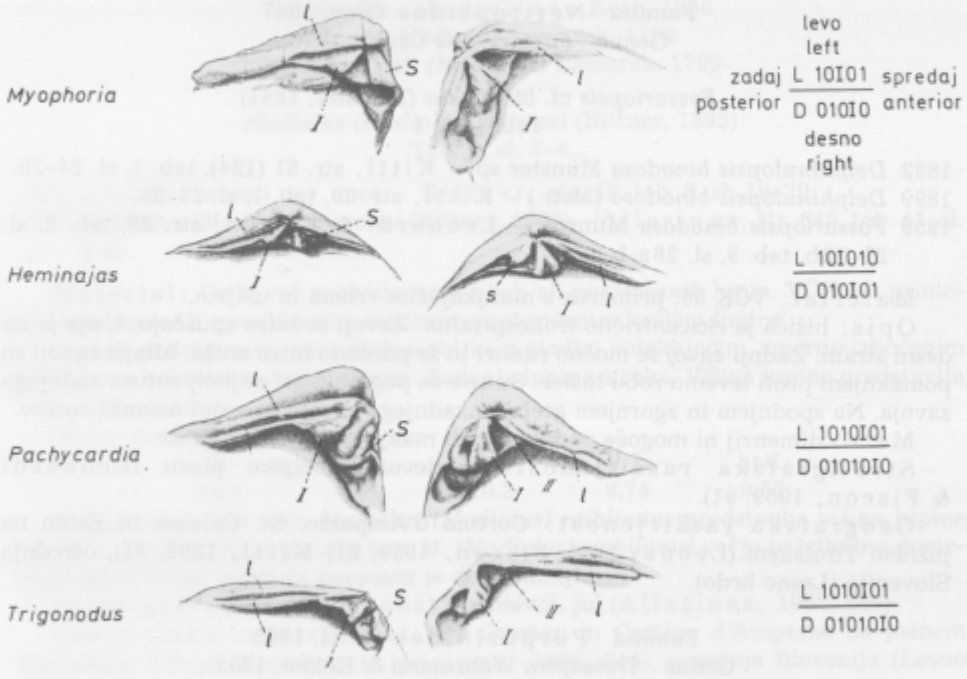
Kvalitativna taksonomska analiza (Paleontološki opisi)

Klasifikacija nad klasifikacijskim nivojem vrste je prevzeta po Coxu s sodelavci (1969b).

Zgradba sklepa školjčnih rodov, ki so osrednjega pomena za študij nahajališča Lesno brdo je prikazana na sl. 21.

Med paleontološkimi opisi so uporabljeni simboli, ki pomenijo:

ap. k. – apikalni kot
D – debelina školjke



Sl. 21. Zgradba sklepa školjčnih rodov, ki so osrednjega pomena za študij nahajališča Lesno brdo. Prirejeno po Waagnu, 1907

Fig. 21. Interval calcareous hinge structure of genera having essential meaning fot the study. Adapted from Waagen, 1907

I Glavni shizodontni zob v obeh lupinah – Main cardinal tooth
II Drugi glavni zob desne lupine – Second cardinal tooth of right valve
S Sprednji zob leve lupine – Anterior cardinal tooth of left valve
s Sprednji zob desne lupine – Anterior teeth of right valve
l Letvasti zobje – Posterior lateral teeth

G – dolžina grebena
hr – hrbtni rob
L – dolžina školjke
V – višina školjke
vš – variacijska širina
$\bar{x}$ – aritmetična sredina
zzr – zadnji zgornji rob
δ – kot poševnosti lupine

Pri opisih trigonodusnih vrst in podvrst so mere izpuščene, ker bodo statistično obdelane in prikazane v poglavju Biometrija.

Phyllum **Ameria**
Subphyllum **Mollusca**
Classis **Gastropoda** Cuvier, 1797
Ordo **Arhaeogastropoda** Thiele, 1925
Familia Neritopsidae Gray, 1847
Genus *Fossariopsis* Laube, 1870

Fossariopsis cf. *binodosus* (Münster, 1841)
Tab. 1, sl. 1

1892 *Delphinulopsis binodosa* Münster sp. – Kittl, str. 61 (124), tab. 1, sl. 24–25.
1899 *Delphinulopsis binodosa* (Mstr.) – Kittl, str. 30, tab. 1, sl. 24–25.
1959 *Fossariopsis binodosa* Münster – Leonardi & Fiscon, str. 28, tab. 2, sl. 21–22b, tab. 9, sl. 28a-b.

Material: VČK 36: primerek z manjkajočim vrhom in ustjem.

Opis: hišica je ekscentrično trohospiralna. Zavoji se hitro spuščajo. Ustje je na desni strani. Zadnji zavoj se močno razširi in še posebno hitro zniža. Mlajši zavoji so pomaknjeni proti levemu robu hišice. Suture so poglobljene, najbolj sutura zadnjega zavoja. Na spodnjem in zgornjem grebenu zadnjega zavoja so vidni ostanki vozlov.

Mere: dimenzij ni mogoče podati zaradi manjkajočih delov hišice.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, rabeljske plasti (Leonardi & Fiscon, 1959, 91).

Geografska razširjenost: Cortina d'Ampezzo, St. Cassian in Esino na južnem Tirolskem (Leonardi & Fiscon, 1959, 91; Kittl, 1899, 31), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Familia Purpurinidae Zittel, 1895
Genus *Tretospira* Wöhrmann & Koken, 1892

Tretospira cf. *multistriata* Wöhrmann, 1892
Tab. 1, sl. 2

1892 *Tretospira multistriata* v. Wöhrmann sp. – Wöhrmann & Koken, str. 197, tab. 16, sl. 10–13.

Material: Gr 2: dva primerka zadnjega zavoja s sifonalnim kanalom. Gr 3: del zadnjega zavoja.

Opis: hišica ima zelo visok zadnji zavoj z močno izstopajočim zgornjim robom, ki

poteka skoraj horizontalno na os hišice. Ustje je podaljšano v srednje dolg sifonalni kanal. Zadnji zavoj obkroža približno deset močnejših koncentričnih gub, med katerimi potekajo šibkejše gube.

Mere: dimenzij ni mogoče podati zaradi manjkajočih delov hišice.

Pripombe: opisana vrsta se loči od vrste *Tretospira striata* po šibkejši gubi, ki je vstavljena med močnejše gube.

Stratigrafska razširjenost: rabeljski skladi (Wöhrmann, 1892, 197).

Geografska razširjenost: severne Tirole, Schlern in St. Cassian na južnem Tirolskem, Lombardija (Wöhrmann, 1893, 678), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Classis **Bivalvia** Linne, 1758
Subclassis **Pteriomorphia** Beurlen, 1944
Ordo **Mytiloida** Ferussac, 1822
Superfamilia Mytilacea Rafinesque, 1815
Familia Mytilidae Rafinesque, 1815
Subfamilia Modiolinae Keen, 1858
Genus *Modiolus* Lamarck, 1799
Subgenus *M. (Modiolus)* Lamarck, 1799

Modiolus (modiolus) paronai (Bittner, 1895)
Tab. 1, sl. 3–4

1895 *Modiola Paronai* nov. spec. – Bittner, str. 48, tab. 5, sl. 19–20.
1966 *Modiolus (Modiolus) paronai* (Bittner, 1895) – Allasinaz, str. 645, tab. 41, sl. 4–5.

Material: Gr 3: več poškodovanih obeh ali posameznih lupin. VČK 44: primerek leve lupine z manjkajočim ventralnoposteriornim krajem lupine.

Opis: podolgovata, modiolidna oblika z gladko potekajočim, zmerno izbočenim hrbtnim in hrbtnim zadnjim robom. Zadaj je lupina široka. Višina lupine predstavlja 74 % njene dolžine.

Mere (v mm):

V	L	hr	V/L	hr/L
14,5	19,3	10,2	0,74	0,53

Pripombe: pri vrsti *Modiolus (Modiolus) raiblianus* predstavlja višina lupine 56–59 % njene dolžine, nadalje ima *M. (Modiolus) raiblianus* večjo in trikotno posterodorzalno krilo. *Septiola pygmaea* je dosti manjša.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul (Allasinaz, 1966, 646).

Geografska razširjenost: St. Cassian in Cortina d'Ampezzo na južnem Tirolskem, Libija, Argentina (Allasinaz, 1966, 646), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Mytiliformes incertae sedis van de Poel, 1959
Genus *Septiola* Bittner, 1895

Septiola pygmaea (Münster, 1841)

1895 *Modiola* (*Septiola* n. subgen.) *pygmaea* Münst. spec. – Bittner, str. 45, tab. 5, sl. 2–5, 7.
1966 *Septiola pygmaea* (Münster, 1841) – Allasinaz, str. 647, tab. 41, sl. 12–14.

Material: Gr 3: med drobirjem modiolidno oblikovanih lupin je bila določljiva le ena dobro ohranjena leva lupina. Preostali drobir pripada verjetno isti vrsti in vrsti *Modiolus (Modiolus) paronai.*

Opis: zelo majhna mitiloidna oblika, ki je ob vrhu močno konveksna, zadaj sploščena, kratka in lepo zaokrožena. Ventralni rob je rahlo ubočen, zgornji najprej raven, nato pa rahlo izbočen. Višina lupine meri 74% njene dolžine.

Mere (v mm):

V	L	hr	V/L	hr/L
3,8	5,9	3,1	0,74	0,53

Pripombe: zaradi močne grbavosti ob vrhu ter širokega, ploskega in gladko zaokroženega zadnjega dela lupine, jo težko zamenjamo z drugo vrsto.

Podrod *Modiola (Septiola)* je Bittner (1895, 45) priključil družini Mytilidae. Van den Poel (cf. Allasinaz, 1966, 647) je opazil ligamentni nastavek, kar je podrod približalo rodovom *Dreissena, Sinomytilus, Pachymytilus, Coxesia, Septimyolina* in *Semuridia,* združenim v *Mytiliformes* incertae sedis.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul (Allasinaz, 1966, 650).

Geografska razširjenost: Schlern na južnem Tirolskem, Lombardija, Rabelj in zunaj Evrope (Allasinaz, 1966, 650), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Superfamilia Pinnacea Leach, 1819
Familia Pinnidae Leach, 1819
Genus *Pinna* Linne, 1758
Subgenus *P. (Pinna)* (Poli, 1791)

Pinna (Pinna) tommasii Wöhrmann & Koken, 1892
Tab. 1, sl. 5

1892 *Pinna Tommasii* n.sp. – Wöhrmann & Koken, str. 177, tab. 10. sl. 1–2a.
1964 *Pina tommasii* Woehermann & Koken – Allasinaz, str. 208, tab. 12, sl. 8–10.
1966 *Pinna (Pinna) tommasii* Woehrmann & Koken – Allasinaz, str. 649, tab. 42, sl. 1–2.

Material: Gr3: stisnjeni, slabo ohranjeni levi lupini.

Opis: lupina je podolgovato trikotne, strehaste oblike, s topim grebenom, potekajočim od vrha nazaj. Greben deli lupino na večji spodnji in manjši zadnji del. Od vrha nazaj se žarkovito širijo drobne linije.

Mere: apikalni kot znaša približno 11°. Drugih dimenzij zaradi slabe ohranjenosti ni mogoče podati.

Pripombe: opisana vrsta se razlikuje od vrste *Pinna (Pinna) raibliana* Parona, ki ima večji apikalni kot (30–35°) in močnejše, vozlaste radialne linije.

Wöhrmann in Koken (1892, 178) poročata pri opisu nove vrste o neornamentiranih lupinah. Allasinazova (1966, 650) omenja drobna, pod lupo dobro vidna radialna rebrca, ki jih kažeta tudi naša primerka.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul (Allasinaz, 1966, 650).

Geografska razširjenost: Schlern na južnem Tirolskem, Lombardija, Rabelj in izven Evrope (Allasinaz, 1966, 650), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Ordo **Pterioida** Newell, 1965
Subordo **Pteriina** Newell, 1965
Superfamilia Pteriacea Gray, 1847
Familia Bakevellidae King, 1850
Genus *Bakevellia* King, 1848
Subgenus *B. (Bakevelloides)* Tokuyama, 1959

Bakevellia (Bakevelloides) pallium (Stoppani, 1857)
Tab. 1, sl. 6–7

1893 *Gervilleia pallium* Stopp. – Wöhrmann, str. 659.
1964b *Bakevellia (Neobakevellia) pallium* (Stoppani, 1857) – Allasinaz, str. 692, tab. 54, sl. 1–11.

Material: VČK 44: pet slabo ohranjenih levih in desnih lupin, dobro ohranjena leva lupina.

Značilnosti: lupina vrste *Bakevellia (Bakevelloides) pallium* je oblikovana kot obrnjen trapez. Močno je razvito plosko, trikotno zadnje ušesce. Tudi sprednje ušesce je izrazito in zelo jasno ločeno od trupa lupine. Zadnji rob lupine je široko zaokrožen in je plosk. Široko ligamentno polje (5,1 mm) nosi šest podolgovatih plitvejših ligamentnih brazd, ki so pravokotne na dorzalni rob, zadnje tri teže k zaokroženosti. Pred prvo brazdo ležita dva poševna, glavna sprednja zoba. Zadnji stranski zob leži skoraj horizontalno, nad njim je izrazitejša zobna jamica.

Mere (v mm): natančno je mogoče izmeriti le kot poševnosti lupine (δ) in dolžino lupine.

L	δ
36,3	57°

Pripombe: od drugih vrst tega rodu se razlikuje opisana vrsta po sklepu, številu in obliki ligamentnih brazd ter po kotu poševnosti.

Stratigrafska razširjenost: vrsta je zelo pogostna v julskih plasteh (Allasinaz, 1964b, 693).

Geografska razširjenost: Lombardija (Allasinaz, 1964b, 693), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Bakevellia (Bakevelloides) meriani musculosa (Stoppani, 1857)
Tab. 1, sl. 9–10

1893 *Gervilleia musculosa* Stopp. in litt. – Wöhrmann, str. 659.
1964b *Bakevellia (Neobakevellia) meriani musculosa* (Stoppani, 1857) – Allasinaz, str. 690, tab. 53, sl. 10–15.

Material: Gr 11: polovica leve lupine z nepoškodovanim ligamentnim poljem, Gr 13: leva lupina.

Opis: iz ohranjenega dela razberemo, da je bila to ožja podolgovata, dokaj poševna romboidna oblika z majhnim, toda robustnim sprednjim ušescem. Zadnje ušesce je ozko, plosko, brez podaljševanja nazaj. Ozko ligamentno polje (1,5 mm) nosi štiri plitve, nekoliko poševno nazaj postavljene ligamentne brazde. Zadnje ušesce ima izrazit poševen zob.

Mere (v mm):

V	L	δ
–	15,1	38°

Stratigrafska razširjenost: je redkejša julska podvrsta (Allasinaz, 1964b, 692).

Geografska razširjenost: Lombardija, (Allasinaz, 1964b, 692), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Bakevellia (Bakevelloides) bouei (Hauer, 1857)
Tab. 1, sl. 11–12

1889 *Gervilleia Bouei* v. Hauer sp. – Wöhrmann, str. 207, tab. 7, sl. 16–18.
1893 *Gervilleia Bouei* v. Hauer sp. – Wöhrmann, str. 659.
1966 *Bakevellia (Neobakevellia) bouei* (Hauer, 1857) – Allasinaz, str. 653, tab. 42, sl. 10–11.

Material: Gr 13: leva in desna lupina z nepoškodovanim ligamentnim poljem. VČK 44: desna lupina.

Opis: lupina brez ušesc je ozka, podolgovata, kapljičasta, ima veliko in nazaj štrleče zadnje ušesce in robustno, pravokotniku podobno sprednje ušesce. Ligamentno polje je izredno široko (10,5mm), v sprednjem delu močno segajoče prek umbonalne votline. Nosi deset globokih, ozkih, dolgih, pravokotno na dorzalni rob postavljenih ligamentnih brazd. Pod vrhom, na spodnjem robu ligamentnega polja, so manjše zobne izbokline.

Mere (v mm): zaradi stisnjenosti lupine je mogoče natančno podati le dolžino in kot poševnosti lupine.

L	δ
44	65°

Pripombe: zelo značilna je hitra zaključitev umbonalne votline v sprednjem zgornjem koncu, ki ne seže tako daleč v sprednje ušesce kot pri primerku, upodobljenem na Allasinazovi (1966, tab. 42, sl. 11) ali pri Wöhrmannu (1889, tab. 7, sl. 17).

Stratigrafska razširjenost: pogosta vrsta tuvalske podstopnje (Allasinaz, 1966, 654).

Geografska razširjenost: severne apneniške Alpe (horizont s Sphaerocodium), Južne Tirole (Heiligenkreuz), Lombardija, Rabelj (Wöhrmann, 1893, 652; Allasinaz, 1966, 640). Iz lokalnosti Lesno brdo jo omenja že Kossmat (1902, 153).

Superfamilia Pectinacea Rafinesque, 1815
Familia Pectinidae Rafinesque, 1815
Genus *Amusium* Röding, 1798

Amusium filosum (Hauer, 1857)
Tab. 2, sl. 1

1893 *Pecten filosus* v. Hauer – Wöhrmann, str. 653.
1972 *Entolium filosus* (Hauer, 1857) – Allasinaz, str. 310, tab. 30, sl. 8–9.
1966 *Ammusium filosum* (Hauer, 1857) – Allasinaz, str. 666, tab. 45, sl. 6–12, tab. 46, sl. 1–4, tab. 47, sl. 1.

Material: VČK 44: levi, poškodovani lupini in cela lupina.

Opis: značilen je dolg, enakomerno in široko zaokrožen ventralni rob, ki daje

lupini diskoidno obliko. Lupina je skoraj enako visoka kot dolga. Ušesca imajo obliko pravokotnega trikotnika, njihovi pokončni robovi pa se pričenjajo na polovici zadnjega hrbtnega in sprednjega hrbtnega robu. Dorzalni rob je raven.

Tam, kjer je ohranjena zunanja plast lupine, vidimo samo koncentrično potekajoče gube, če pa je odstranjena, se pokažejo drobna radialna rebrca.

Mere (v mm):

V	L	hr	V/L	hr/L	ap. k.
27,8	29,8	17,9	0,93	0,59	110°

Pripombe: od vrst rodu *Entolium* se loči opisana vrsta po dorzalnem robu, ki pri rodu *Entolium* seže na konceh preko vrha. Rod *Camptonectes* pa ima močno nesimetrično desno lupino in na sprednjem ušescu globoko bisusno zajedo.

Stratigrafska razširjenost: vrsta je pogostna v julski in v spodnjem delu tuvalske podstopnje (Allasinaz, 1966, razpredelnica 1). Wöhrmann (1893, 653) jo imenuje »vodilni fosil zgornjega horizonta rabeljskih skladov«.

Geografska razširjenost: Lombardija, Schlern, Rabelj, osrednji Apenini, Dinaridi, Madžarska, zunaj Evrope (Allasinaz, 1966, razpredelnica 1), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Genus *Camptonectes* Agasis & Meek, 1864
Subgenus *C. (Camptochlamys)* Arkell, 1930

Camptonectes (Camptochlamys) zitteli (Wöhrmann & Koken, 1892)
Tab. 2, sl. 2

1892 *Pecten Zitteli* n. sp. – Wöhrmann & Koken, str. 173, tab. 8, sl. 12–15.
1893 *Pecten Zitteli* v. Wöhrm. – Wöhrmann, str. 654.
1907 *Pecten (Entolium) Zitteli* v. Wöhrmann – Waagen, str. 107.
1966 *Camptonectes (Camptochlamys) Zitteli* (Wöhrmann & Koken, 1892) – Allasinaz, str. 660, tab. 44, sl. 1–2.

Material: Gr 3: desna lupina z odtisom sprednjega ušesca.

Opis: nesimetrična lupina ima razpotegnjeni sprednji zgornji rob in je enako visoka kot dolga. Ušesci sta veliki, na odtisu sprednjega ušesca se vidi, da je imel globoko bisusno zajedo. Zadnje ušesce ima obliko pravokotnega trikotnika z vijugasto zadnjo stranico, ki seže do izteka zgornjega zadnjega robu. Sprednji in zadnji rob se ne razhajata, zato lupina ni tako široka kot pri vrsti *Amusium filosum*, ampak je bočno stisnjena. Zadnji rob je nekoliko daljši od sprednjega. Drobne koncentrične linije prečkajo šele pod lupo opazne, široke in zaobljene gube.

Mere (v mm):

V	L	V/L	ap. k.
20,6	20,6	1	90°

Pripombe: podrod *Camptochlamys* ločimo od drugih podrodov po ornamentaciji, ki je podobno mrežasto skulpturirana kot pri rodu *Chlamys*. Naš primerek je enkrat večji od primerkov iz Lombardije.

Wöhrmann in Koken (1892, 173, tab. 8, sl. 12) zamenjujeta levo in desno lupino. Lupina na sl. 12 je leva in ne desna.

Stratigrafska razširjenost: julska podstopnja (Allasinaz, 1966, 661).

Geografska razširjenost: Schlern, Cortina d'Ampezzo na južnem Tirolskem, Lombardija, Rabelj (Allasinaz, 1966, 661), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Subordo **Ostreina** Ferussac, 1822
Superfamilia Ostreacea Rafinesque, 1815
Familia Ostreidae Rafinesque, 1815
Subfamilia Lophinae Vyalov, 1936
Genus *Lopha* Röding, 1798

Lopha montiscaprilis (Klipstein, 1843)
Tab. 1, sl. 8; Tab. 2, sl. 3

1889 *Ostrea (Alectryonia) montis caprilis* Klipst. – Wöhrmann, str. 220, tab. 6, sl. 1–3.
1893 *Ostrea (Alectryonia) montis caprilis* Klipst. – Wöhrmann, str. 650.
1901 *Ostrea montis caprilis* Klipst. – Bittner, str. 74, tab. 6, sl. 14–18.
1966 *Lopha montiscaprilis* (Klipstein) – Allasinaz, str. 640.
1971 *Lopha montiscaprilis* (Klipstein, 1843) – Stenzel, str. N1055, sl. J62, 2a–2j.

Material: Gr 13, Gr 11, VČK 8, ZČK 22, ZČK 36: 14 levih in desnih lupin, nedoraslih ali nerazvitih osebkov.

Opis: lupina je podolgovata, trikotne, ovalne oblike. Nekateri primerki imajo na površini nesimetrično razporejena vijugasta, visoka in ostra rebra, pri drugih pa so simetrično razporejena. Rebra se od vrha proti zadnjemu delu dihotomno dele. Leva, pritrjena lupina je ob vrhu bolj izbočena kot v preostalem delu, desna, ki služi kot pokrovna lupina, pa je rahlo ubočena. Na vrhu leve lupine je pritrjevalna (ksenomorfna) ploskev. Notranjščina je vidna na majhni levi lupini. Ohranjen je del podolgovatega ligamentnega polja. Na polovici lupine je ob desnem robu večji, okrogel mišični odtisek, razdeljen v dve polji: manjše notranje in večje zunanje.

Pripomba: nekateri primerki imajo zelo simetrično razporejene in ravno potekajoče gube, kolikor lahko razberemo iz ohranjenega dela. Isto vidimo pri vrsti *Lopha calceoformis* (Broili) (Stenzel, 1971, N1055, sl. J62, 3a–3c), vendar Stenzel (1971) meni, da primerki, ki jih je upodobil Broili, zaradi svoje slabe ohranjenosti niso primerni za določitev nove vrste.

Stratigrafska razširjenost: cordevolska do tuvalska podstopnja (Leonardi & Fiscon, 1948, 45; Allasinaz, 1966, 640).

Geografska razširjenost: torerske in karditske plasti v Severnih apneniških Alpah, Monte Caprile in Heiligenkreuz na južnem Tirolskem, Cortina d'Ampezzo (Leonardi & Fiscon, 1948, 45), Rabelj (Wöhrmann, 1893, 650, 651), Bakonski gozd na Madžarskem (veszpremski laporji) (Bittner, 1901, 4), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Lopha sp.
Tab. 2, sl. 4–5

Material: Gr 13: dobro ohranjena desna lupina.

Opis: lupina je enakostranična, sploščena in kratka, z dolgim, rahlo ločnim cikcakastim zadnjim robom. Deset reber je močnih, visokih in ostrih. Potekajo ravno in rahlo navzven. Dihotomne delitve skoraj ne opazimo, cepi se le desno, predzadnje rebrce. V bližini ventralnega roba poteka koncentrična vdrta linija. Na notranji strani sta globoka, umbonalna votlina in visoko nad lupino dvignjen, kratek nastavek za resilium.

Pripomba: v dostopni literaturi nisem našel podobne oblike.

Stratigrafska razširjenost: jul – vrhnji del apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Subclassis **Palaeoheterodonta** Newell, 1965
Ordo **Unionoida** Stoliczka, 1871
Superfamilia Unionacea Fleming, 1828
Familia Trigonodidae Modell, 1942
(Pachycardiidae Cox, 1961)
Genus *Pachycardia* Hauer, 1875

Pachycardia rugosa Hauer, 1857
Tab. 2, sl. 6–9

1892 *Pachycardia Haueri* v. Mojs. – Wöhrmann & Koken, str. 187, tab. 6, sl. 8–14.
1907 *Pachycardia rugosa* Hauer – Waagen, str. 6, tab. 25, sl. 1–17, tab. 26, sl. 1–11.
1966 *Pachycardia rugosa* Hauer, 1857 – Allasinaz, str. 679, tab. 48, sl. 9–10.

Material: Gr 17: 28 celih in posameznih lupin. Največkrat manjka zadnji del lupine.

Opis: trikotna, klinasta, navzad razpotegnjena lupina z vzdignjenim, močnim, podvitim, prosogirnim vrhom. Izbočenost je najmočnejša takoj za sprednjim robom ob vrhu. Za izbočenim delom lupine sledi ozek, ventralno pa zelo širok plitek jarek, ki se začne takoj za vrhom. Zadaj se lupina močno zoži in se konča s kratkim ločnim zadnjim robom. Na slabotnem grebenu se lupina pri vrhu ostro prelomi in podvije proti zadnjemu zgornjemu robu. Sprednji rob se v loku hitro spusti in se spoji spredaj s konveksnim, zadaj pa z ubočenim trebušnim robom. Lunula je srčasta, omejena z enako oblikovano zarezo.

Leva lupina nosi velik, štrleč, ozek trikotni glavni zob, ki ga loči od manjšega, koničastega sprednjega zoba velika, globoka zobna jamica. V levi lupini je še zadnji letvasti zob, ki je vzporeden s posterodorzalnim robom in se nadaljuje v glavni zob. V desni lupini je glavni zob potisnjen pred vrh in stoji poševno nazaj. Čez veliko zobno alveolo poteka izpod vrha dolg, oster zadnji letvasti zob. Lupino pokrivajo drobna, gosta in ostra koncentrična rebrca.

Mere (v mm):

	V	L	D	zzr	V/L	zzr/L
vš	23,1–36,3	32,5–49,1	27,5	25,1–40,2	0,74–0,76	0,78–0,85
x̄	29,3	40,5	–	31,8	0,75	0,81

Pripombe: primerki z Lesnega brda imajo nizko postavljen vrh in dolgo lupino. Primerki z Vojskega pri Idriji so visoki in kratki, z močno dvignjenim vrhom, zaradi česar so podobni vrsti *Pachycardia haueri* Mojsisovics. Waagen (1907,6) je prištel vrsto *Pachycardia haueri* vrsti *P. rugosa*.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul (Allasinaz, 1966, 679).

Geografska razširjenost: Hauer jo omenja l. 1857 z Medvedjega brda in iz Podobnika pri Idriji (cf. Waagen, 1907, 6), Kossmat iz Bruš pri Idriji in Drenovega griča (cf. Waagen, 1907, 8; Kossmat, 1902, 152). Zelo pogosta je v Lombardiji, St. Cassianu, v Seiskih Alpah in na schlernskem platoju (Allasinaz, 1966, 679; Wöhrmann & Koken, 1892, 187) in v osrednji Sloveniji.

Genus *Trigonodus* Sandberger in Alberti, 1864

Trigonodus carniolicus Bittner, 1907
Tab. 2, sl. 10–12; Tab. 3, sl. 1–9; Tab. 4, sl. 1–5

1907 *Trigonodus carniolicus* nov. sp. Bittner in litt. – Waagen, str. 30, tab. 28, sl. 3–5
1966 *Trigonodus carniolicus* Waagen, 1907 – Allasinaz, str. 680, tab. 49, sl. 4–6
1969b *Trigonodus carniolicus* Bittner – Cox et al., str. 468, sl. D 59, 4c–4d.

Material: Gr 3: številne cele, velike lupine, mnoge v življenjskem položaju. Gr 5: redkejše majhne posamezne in cele lupine. ZČK 52: redke, slabo ohranjene lupine. ZČK 54: številne, močno poškodovane lupine. PV 6: številne posamezne in cele lupine. PU 8: redkejše, cele in posamezne lupine. VČK 8: redke manjše lupine. VČK 28: pogoste cele in posamezne lupine. VČK 30: številne, lepo ohranjene cele in posamezne lupine. VČK 36: številne, izredno velike posamezne, stisnjene lupine. VČK 44: zelo številne lupine, cele in posamezne, številne v življenjskem položaju.

Opis: robustna, precej izbočena, navzad razpotegnjena trapezoidna lupina z velikim ušescem. Vrh je zelo močan in na temenu nekoliko sploščen, pomaknjen precej nazaj na kraj prve tretjine lupine. Na zelo izrazitem grebenu, ki se začenja za vrhom in se končuje na zadnjem robu, se lupina strmo prevesi proti zgornji zadnji strani, ki je izoblikovana v večje trikotno ušesce. Značilen je enakomerno ukrivljen, ne preveč izstopajoč konveksen sprednji rob. Ventralni rob je dolg, rahlo ukrivljen, zadnji pa kratek in slabo zaokrožen.

Sklep je močan. Glavni zob leve lupine je trikotna grbina na močnem, distalno odebeljenem, dolgem notranjem letvastem zobu. Zunanji letvasti zob ni ostro ločen od širokega zgornjega zadnjega robu. Vmes ležeča zobna jamica se začenja pod vrhom, nato se razširi in poglobi. Zobna alveola pred glavnim zobom je poševno naprej in navzdol raztegnjen ozki trikotnik. Na njegovi zgornji strani je šibak sprednji stranski zob. Razpotegnjen, kapljičasto oblikovani glavni zob desne lupine stoji poševno navzdol in naprej. Letvasti zob je tudi v tej lupini distalno odebeljen.

Lupino prekrivajo goste prirastnice, ki so izrazitejše na grebenu.

Pripombe: od drugih vrst tega rodu se loči po zelo grobi obliki, nazaj pomaknjenem, zelo močnem vrhu, večjem ušescu, zelo izstopajočem grebenu, izoblikovanost sprednjega robu, nizkih in topih zobeh in zobni jamici glavnega zoba desne lupine.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, spodnji jul (Allasinaz, 1966, 681). Na najdišču Lesno brdo nastopa od začetka do vrha julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Lombardija (Allasinaz, 1966, 681), osrednja Slovenija (Lesno brdo), Klen (Rakovec, 1955, 28), Podmolnik (Ramovš, v pogovoru), Glince (Ribičič, 1973, 25).

Trigonodus bittneri Waagen, 1907
Tab. 4, sl. 11; Tab. 5, sl. 1–7

1907 *Trigonodus bittneri* nov. sp. – Waagen, str. 27, tab. 27, sl. 10–13.
1964a *Trigonodus bittneri* Waagen, 1907 – Allasinaz, str. 212, tab. 13, sl. 7.
1966 *Trigonodus bittneri* Waagen, 1907 – Allasinaz, str. 680, tab. 49, sl. 1–3.

Material: Gr 3: dve veliki, dobro ohranjeni levi lupini. Gr 5: cela in leva lupina. Gr 11: cela in leva lupina. ZČK 52: dve desni lupini. ZČK 54: številne posamezne

lupine. PV 6: zelo številne posamezne dobro ohranjene lupine. VČK 8: pogostejše posamezne lepo ohranjene lupine. VČK 12: redke posamezne lupine. VČK 20: redkejše cele in posamezne stisnjene lupine. VČK 28: pogoste posamezne lupine. VČK 30: pogoste posamezne stisnjene lupine. VČK 36: pogoste posamezne stisnjene lupine. VČK 44: zelo številne cele in posamezne lepo ohranjene lupine.

Opis: dolga, nizka, ovalna do srednje izbočena lupina, s stisnjenim trikotnim ušescem. Vrh štrli močno naprej. Trebušni rob je rahlo izbočen in zelo dolg. Zadaj se lupina močno zoži. Dokaj visoki, ostri zobje kažejo podobnost z zobmi pri vrsti *Trigonodus problematicus*. Lupina je ornamentirana s slabotnimi prirastnicami, ki so ostreje izražene na primerkih iz plasti PV 6.

Pripombe: izbočenost trebušnega robu je nekoliko večja, kot jo opisuje Waagen (1907, 28, tab. 27, sl. 10, 12, 13), vendar podobna kot pri primerkih, ki jih je upodobila Allasinazova (1966, tab. 49, sl. 1–3). Slednji imajo visok zadnji rob, naši pa se končujejo ozko, s čimer so podobni Waagnovim. To vrsto je težko zamenjati z drugimi vrstami zaradi položaja vrha in njegove dolge vitke oblike.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, (Allasinaz, 1966, 680); na najdišču Lesno brdo ga dobimo od začetka do vrha julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Lombardija, Južne Tirole (Allasinaz, 1966, 680), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Trigonodus rablensis (Gredler, 1862)
Tab. 5, sl. 8-9

1892 *Trigonodus rablensis* Gredler sp. – Wöhrmann & Koken, str. 184, tab. 7, sl. 1-8.
1907 *Trigonodus Rablensis* Gredler – Waagen, str. 20, tab. 27, sl. 4, 7-9.

Material: ZČK 54: slabše ohranjena leva lupina brez distalnega dela. PV 10: dokaj slabo ohranjena desna lupina. VČK 8: dobro ohranjen proksimalni del lupine. VČK 44: levi in tri desne lupine z manjkajočimi distalnimi deli lupine.

Opis: dolga in nizka, nazaj razpotegnjena in sploščena subtrapezoidalna lupina z večjim ušescem na zadnji strani. Na temenu je širok, prosogiren vrh šibkeje izražen kot pri drugih trigonodusih. Tudi greben ni premočno poudarjen. Sprednji rob štrli nekoliko naprej in se na hitro zaokroži. Ventralni rob je zelo dolg. Dorzalni rob poteka skoraj do polovice lupine vzporedno s trebušnim robom. Sklep je šibek. Dolgi in tanki notranji letvasti zob leve lupine se pod vrhom odebeli v glavni zob, ki ima v sredi zarezi. Pred njim ležečo jamico predeli nizek pretin v večji sprednji in manjši zadnji del. V desni lupini je torej glavni zob razdeljen, poleg tega pa se spredaj razdeli tudi visok in oster letvasti zob. Ligament je amfidetičen. Naštete lastnosti sklepa so značilne za vrsto *Trigonodus rablensis*.

Prek lupine se vlečejo tanke prirastnice.

Mere (v mm): izmeriti je bilo mogoče le dve lupini. Drugim manjkajo zadnji deli.

V	L	V/L
23,1	43,0	0,53

Pripomba: sploščenost lupine, šibko izražen vrh, zelo dolg dorzalni rob in razmerje V/L (višina obsega 53 % lupine) ga razlikuje od drugih vrst.

Stratigrafska razširjenost: rabeljski skladi (Wöhrmann & Koken, 1892, 167; Wöhrmann, 1893, razpredelnica 1, Waagen, 1907, 20).

Geografska razširjenost: Lombardija, Južna Tirolska (Wöhrmann, 1893, 666), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Trigonodus serianus Parona, 1889
Tab. 5, sl. 10-13

1893 *Trigonodus serianus* Parona – Wöhrmann, str. 666.
1966 *Trigonodus serianus* Parona – Allasinaz, str. 682, tab. 49, sl. 9.

Material: Gr 11: dobro ohranjena leva lupina. VČK 8: pogostne, celo dobro ohranjene lupine. VČK 44: številnejše, cele in posamezne leve in desne, zelo dobro ohranjene lupine.

Opis: majhna romboidna lupina z majhnim ozkim ušescem na zgornji zadnji strani. Sprednji rob je zelo dolg. Poteka poševno navzdol in nazaj. Trebušni rob je kratek in skoraj raven. Zadnji rob je tudi kratek in navpičen. Zmerno izbočena lupina nosi manjši droben kljun, enak onemu pri vrsti *Trigonodus problematicus*. Na izrazitem grebenu se lupina pri vrhu navpično prevesi na zgornjo zadnjo stran, posteriorno postaja nagib zložnejši. Letvasti zob leve lupine je proksimalno močno lomljen in se od tu nadaljuje v brazdasto odebeljen, na kraju ostro odsekan del – glavni zob. Alveola pred njim je polkrožno oblikovana in zgoraj omejena z dolgim in ostrim sprednjim stranskim zobom. V desni lupini se glavni zob začenja pod vrhom z ozkim kratkim pretinom, ki se na kraju odebeli v pravilno oblikovano konico. Zadnji stranski zob je visok in oster. Prek lupine potekajo dosti jasne prirastnice.

Pripombe: pri določevanju sem se opiral na skop opis in eno samo sliko (Allasinaz, 1966, 682, tab. 49, sl. 9). Naši primerki se po obliki ujemajo s primerkom, ki ga je upodobila Allasinazova, vendar so večji, višji in imajo daljši zadnji zgornji rob.

Stratigrafska razširjenost: spodnji jul (Allasinaz, 1966, 683).

Geografska razširjenost: Lombardija (Allasinaz, 1966, 683), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Trigonodus problematicus problematicus (Klipstein, 1843)
Tab. 3, sl. 10–11; Tab. 4, sl. 6–10

1857 *Cardinia problematica* – Hauer, str, 545, tab. 1, sl. 7-9.
1893 *Trigonodus problematicus* Klipst. sp. – Wöhrmann, str. 24, tab. 1, sl. 9-10.
1907 *Trigonodus problematicus* Klipst, sp. – Waagen, str. 23, tab. 28, sl. 6-8.
1966 *Trigonodus problematicus* (Klipstein, 1843) – Allasinaz, str. 681, tab. 49, sl. 7-8.

Material: Gr 3: leva lupina. Gr 5: redkejše manjše cele in posamezne stisnjene lupine. Gr 11: redkejše, poškodovane posamezne lupine. ZČK 52: redkejše, močno poškodovane posamezne lupine. ZČK 54: številnejše močno poškodovane posamezne lupine. PV 6: redkejše posamezne lupine. PU 10: redke, poškodovane posamezne lupine. VČK 8: številnejše posamezne lupine. VČK 12: redkejše, stisnjene posamezne lupine. VČK 20: manjša lupina. VČK 28: številnejše cele in posamezne lupine. VČK 30: cele in posamezne stisnjene lupine. VČK 36: številne, izredno velike in stisnjene posamezne lupine. VČK 44: množica srednje velikih in manjših celih ter posameznih lupin, nekaj v življenjskem položaju.

Opis: ovalna, srednje izbočena, podolgovata lupina z vrhom, štrlečim precej naprej, skoraj vzporednim s sprednjim robom. Ušesce je ozko in stisnjeno. Sprednji rob je dolg in zavija poševno navzdol in nazaj. Trebušni del lupine je precej konveksen. Na grebenu se lupina strmo prevesi proti zgornji zadnji strani. Zobje so visoki in ostri. Glavna zobna alveola v levi lupini je kratka, zaokrožena in pregrajena v poševni anteroventralni smeri z nizko in tanko pregrado. Zadaj se lupina končuje koničasto.

Preko lupine tečejo drobne koncentrične linije prirastnice, izrazitejše na grebenu.

Pripombe: od vrste *Trigonodus carniolicus* to vrsto ločimo po naprej pomaknjenem kljunu, po značilnem dolgem, poševno navzdol in nazaj povijajočem se sprednjem robu, po konveksnem ventralnem robu, po visokih in ostrih zobeh in po glavni zobni alveoli leve lupine, v katero se vleže napihnjeni glavni zob desne lupine. Robustnosti, ki jo ima *Trigonodus carniolicus*, ni opaziti. Vsi robovi in linije so gladko potekajoči.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, spodnji jul (Allasinaz, 1966, 682). Na najdišču Lesno brdo ga dobimo od začetka do vrha julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Heiligenkreuz in St. Cassian na južnem Tirolskem, Lombardija (Wöhrmann, 1893, 666; Allasinaz, 1966, 682), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Trigonodus sandbergeri dalmatinus Waagen, 1907
Tab. 6, sl. 1-7

1907 *Trigonodus sandbergeri* Alberti, var. *Dalmatina* nov. var. – Waagen, str. 127, tab. 33, sl. 6-9.

1964a *Trigonodus sandbergeri Dalmatinus* Waagen – Allasinaz, str. 214, tab. 13, sl. 1-6.

Material: ZČK 28: pogostne, močno poškodovane lupine. ZČK 30: pogostne, stisnjene lupine. ZČK 52: redke, popolnoma poškodovane lupine. PV 6: pogostejše, dobro ohranjene lupine. PU 10: redke, slabo ohranjene lupine. VČK 8: redkejše poškodovane lupine. VČK 12: redkejše stisnjene lupine. VČK 20: redkejše, cele, stisnjene lupine. VČK 28: redkejše posamezne lupine. VČK 30: redkejše posamezne lupine. VČK 36: redkejše, izredno velike posamezne stisnjene lupine. VČK 44: številnejše posamezne in cele lupine.

Opis: srednje dolga, nizka, trapezoidna lupina s slabše razvitim ušescem v zadnjem delu lupine, z daljšim anteriodorzalnim robom in trebušastim sprednjim robom, ki dajeta lupini značilno oblikovan izstopajoči sprednji del lupine. Ventralni rob je dolg in dokaj konveksen. Zadaj se lupina končuje koničasto.

Pripombe: od drugih vrst rodu *Trigonodus* se loči opisana oblika po krajšem zadnjem delu lupine in po daljšem, značilno izoblikovanem sprednjem delu lupine. Loči se tudi po trebušastem ventralnem robu in po sklepu, ki je gracilno grajen.

Stratigrafska razširjenost: ladinij, cordevol (Allasinaz, 1964a, 315). V Lombardiji nastopa skupaj z vrsto *Trigonodus bittneri*, obe pa imajo tam za značilni cordevolski obliki. Na Lesnem brdu opisano podvrsto dobimo v vsej julski apnenčevo-lapornoskrilavi skladovnici.

Geografska razširjenost: Lombardija, Dalmacija (Allasinaz, 1966, 315), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Trigonodus ramovsi n.sp.
Tab. 7, sl. 1-6

Derivatio nominis: imenovan po slovenskem geologu, mojem učitelju profesorju dr. Antonu Ramovšu.

Holotypus: tab. 7, sl. 1, 4, inv. št. 3753, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani.

Paratip: tab. 7, sl. 2-3, inv. št. 3755, v isti zbirki kot holotip.

Stratum typicum: PV 6.

Locus typicus: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Material: ZČK 52: leva lupina. PV 6: pogostne cele in posamezne leve ali desne, dokaj dobro ohranjene lupine. PV 8: poškodovana desna lupina. VČK 8: redke posamezne lupine. VČK 38: dobro ohranjena desna lupina. VČK 44: dobro ohranjena leva lupina.

Diagnosis: kratka, visoka, trapezoidna lupina z ozkim ušescem na zgornji zadnji strani in z močnim, povitim in visoko stoječim vrhom, kakršen je pri pahikardijah.

Opis: pri vrhu je lupina močno izbočena. Za vrhom pričenja oster greben, ki poteka poševno proti kratkemu zaobljenemu zadnjemu robu, kjer otopi. Na grebenu se lupina strmo prevesi. Sprednji zgornji rob se takoj spusti navzdol. Skupaj s sprednjim in trebušnim robom sestavlja enakomerno izbočeno dolgo krivuljo, ki se povije v zadnjem trebušnem delu navzgor. Zobje so nizki in topi. Kratek notranji letvasti zob je distalno odebeljen in se povija rahlo navzdol. Glavni zob desne lupine je razdeljen v sprednjega manjšega in zadnjega večjega. Zato imajo leve lupine razdeljeno glavno zobno jamico. Oba mišična odtiska sta močneje poglobljena.

Na lupinah iz PV 6 in 8 so jasno izražene prirastnice, primerek iz VČK 44 je bolj gladek.

Primerjava: nova vrsta je na zunaj podobna Waagnovi variaciji *Heminajas woehrmanni* var. *neumayri* (Waagen, 1907, 44, tab. 28, sl. 13), le da ima veliko močnejši greben, veliko manjše ušesce in drugačno zgradbo sklepa.

Pripomba: nova vrsta nima znakov, s pomočjo katerih bi sklepali na njen izvor. Po obliki lupine morda lahko mislimo na bližino vrste *Trigonodus serianus*.

Stratigrafska razširjenost: srednji in zgornji del julske apnenčevo-laporno-skrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Trigonodus abdominalis n.sp.
Tab. 6, sl. 8-12

Derivatio nominis: abdominalis, lat. trebušast. Vrsta se imenuje po zelo konveksnem in izpostavljenem sprednjem delu lupine.

Holotypus: tab. 6, sl. 8–9, inv. št. 3756, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani.

Paratip: tab. 6, sl. 12, inv. št. 3757, v isti zbirki kot holotip.

Stratum typicum: PV 6.

Locus typicus: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Material: ZČK 22: stisnjene, zdrobljene, posamezne redke lupine. ZČK 30: cela lupina. ZČK 34: leva lupina. PV 6: tri leve lupine in ena desna lupina, vse dobro ohranjene. VČK 28: leva in desna lupina, slabo ohranjeni. VČK 30: slabo ohranjena

leva lupina. VČK 36: zelo velika stisnjena desna lupina. VČK 44: dve dobro ohranjeni desni lupini.

Diagnosis: kratka trapezoidna lupina z močno konveksnim, sprednjim delom lupine in submedialno postavljenim vrhom.

Opis: v sprednjem delu močno izbočena, nizka trapezoidna lupina z zelo majhnim trikotnim ušescem na zgornji zadnji strani. Sprednji zgornji rob je daljši kot pri vseh znanih trigonodusih. Zato je drobni, prosogirni koničasti vrh, ki je na temenu izbočen, pomaknjen na sredino lupine. Sprednji rob je ponekod stisnjen, ponekod malo širši in se hitro zavija nazaj. Ventralni rob je skoraj raven. Značilen je zadnji zgornji rob, ki močno poševno odseka lupino, tako da se zadaj konča skoraj koničasto. Po vsej dolžini visokega in močnega zaobljenega grebena se lupina globoko, skoraj navpično prevesi in nato zravna v majhnem trikotnem ušescu.

Vitki zobje so bili na vseh lupinah trdno zakriti s sedimentom tako, da trigonodusnega sklepa ni bilo mogoče natančno opazovati. Na lupinah se vidijo šibke prirastnice, ki so na grebenu poudarjene.

Primerjava: nova vrsta je po izoblikovanosti lupine nekoliko podobna podvrsti Trigonodus sandbergeri dalmatinus. Je krajša in konveksnejša v spodnjem delu lupine.

Pripombe: razvila naj bi se iz vrste *Trigonodus sandbergi dalmatinus* tako, da je bila pospešena rast naprej. Temu so morali slediti podaljšani glavni zob desne lupine, sprednji stranski rob leve lupine in obe ustrezni dolgi alveoli.

Stratigrafska razširjenost: zgornji del julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Trigonodus extraordinarius n.sp.
Tab. 7, sl. 7–11

Derivatio nominis: extraordinaris, lat. nenavaden, poimenovan po nenavadni obliki lupine.

Holotypus: tab. 7, sl. 8–9, inv. št. 3558, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani.

Paratip: tab. 7, sl. 7, inv. št. 3559, v isti zbirki kot holotip.

Stratum typicum: ZČK 54.

Locus typicus: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Material: ZČK 54: dve dobro ohranjeni veliki desni lupini in dve majhni levi lupini. PV 6: desna lupina z manjkajočim repom in krajše lupine. VČK 44: dve močno poškodovani desni lupini.

Diagnosis: v dorzoventralno izbočenem loku močno razpotegnjene repate lupine z izrazito naprej štrlečim in navznoter povitim vrhom, ki moli pred lupino.

Opis: zelo kratek sprednji zgornji rob se pričenja nizko pod vrhom. Skupaj s sprednjim in trebušnim robom sestavlja enakomerno izbočeno, gladko potekajočo krivuljo. Posteriorno se lupina končuje z navzgor povitim repom. Na zgornji zadnji strani je ostanek ozkega ušesca.

Znotraj desne lupine je dobro viden bunkast in grbinast glavni zob, ki je podaljšan in razširjen v telesno votlino. Notranjost leve lupine je opazna pri krajših oblikah. Njihova glavna zobna alveola je že dokaj razširjena. Notranji letvasti zob je zelo dolg in droben.

Po površini teko drobne prirastnice.

Primerjava: posebna oblika, ki je ni mogoče primerjati z nobeno, v razpoložljivi literaturi opisano vrsto.

Pripomba: verjetno se je nova vrsta razvila zaradi poudarjene rasti v dolžino iz vrste *Trigonodus bittneri*.

Stratigrafska razširjenost: najvišji del julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Trigonodus problematicus crassus n. subsp.
Tab. 8, sl. 1–6

Derivatio nominis: crassus, lat. debel, imenovan po napihnjenem anterioventralnem delu lupine.

Holotypus: tab. 8, sl. 3–4, inv. št. 3564, Katedra za geologijo in paleontologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani.

Paratip: tab. 8, sl. 1–2, inv. št. 3565 in 3566, v isti zbirki kot holotip.

Stratum typicum: VČK 44.

Locus typicus: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Material: VČK 8: primerek leve lupine z manjkajočim zadnjim delom. VČK 30: cela lupina z manjkajočim trebušnim robom. VČK 36: stisnjena leva lupina. VČK 44: dobro ohranjene leve lupine in desna lupina.

Diagnosis: lupina, ki je višja od podvrste *Trigonodus problematicus problematicus*.

Opis: kratka, visoka, trikotnoovalna lupina z ozkim ušescem. Vrh in izbočenost sta podobna kot pri tipični podvrsti. Sprednji zgornji, sprednji in trebušni rob izoblikujejo široko trebušast anterioventralni del lupine. Zadaj se končujejo skoraj koničasto.

Sklep je podoben sklepu pri tipični podvrsti, le da je notranji letvasti rob krajši in da je glavna alveola leve lupine podaljšana navzdol.

Prek lupine tečejo slabotne prirastnice, poudarjene na grebenu.

Primerjava: po osnovnem izgledu je podvrsta podobna izhodni podvrsti *Trigonodus problematicus problematicus*. Zaradi hitrejše rasti v višino kot v dolžino je lupina višja in ima podaljšan glavni zob desne lupine, ki mu ustreza daljša alveola v levi lupini. Notranji letvasti zob je kratek in rahlo upognjen.

Pri hitrejši rasti v višino so se podaljševali: glavni zob leve lupine, glavni zob desne lupine, sprednji zob leve lupine in odgovarjajoče alveole.

Stratigrafska razširjenost: zgornji del julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice; verjetno se pojavi že v osrednjem delu omenjene skladovnice.

Geografska razširjenost: Lesno brdo pri Drenovem griču.

Ordo **Trigonioida** Dall, 1889
Superfamilia Trigoniacea Lamarck, 1819
Familia Myophoriidae Bronn, 1849
Genus *Myophoria* Bronn in Alberti, 1834

Myophoria kefersteini kefersteini (Münster, 1837)
Tab. 8, sl. 7–11

1907 *Myophoria kefersteini* Münst. forma *typica* – Waagen, str. 59, tab. 30, sl. 6–12, tab. 31, sl. 9.

1907 *Myophoria Kefersteini* (var. Okeni Eichw.) – Waagen, str. 66, tab. 30, sl. 14–16.

1907 *Myophoria Kefersteini* var. *multiradiata* nov. var. – Waagen, str. 66, tab. 31, sl. 6–8.

1907 *Myophoria Kefersteini* – Waagen, str. 66, tab. 31, sl. 4–6.

1966 *Myophoria kefersteini Kefersteini* (Münster & Goldfuss, 1837) – Fantini-Sestini, str. 1048, tab. 74, sl. 1–3 b, tab. 75, sl. 1–16, tab. 76, sl. 1–10 b, tab. 77, sl. 1–16, tab. 78, sl. 1–10.

Material: Gr 13: številne, posamezne in cele, nekoliko poškodovane lupine. ZČK 54: pogostnejše posamezne in dobro ohranjene lupine. PV 8: redkejše, slabo ohranjene lupine. VČK 8: stisnjena leva lupina. VČK 30: slabo ohranjene posamezne lupine. ZČK 44: številnejše posamezne lupine, cele, dobro ohranjene lupine.

Opis: trikotne, visoke, izrazito kljunaste lupine z močnim grebenom, potekajočim od vrha do stika zadnjega in trebušnega roba in s sprednjim šibkejšim ter zadnjim močnejšim rebrom. Na zadnji zgornji strani potekata od vrha do zadnjega robu dve šibkeje izraženi obli rebri. Zadnje, ostrejše se pričenja na konici vrha, sprednje pa nižje. Loči ju širša zajeda. Lupini sta nesimetrični. Leva je bolj izbočena in ornamentirana od desne.

V sklepu se opisana oblika močno razlikuje od trigonodusnega sklepa. Notranjega zadnjega letvastega zoba v levi lupini ni. Ima le neznaten zunanji zadnji stranski zob. Glavni zob je močan, trikoten in top. Nad trikotno, spodaj zaokroženo alveolo se vzdiguje laminaren, koničast, sprednji stranski zob. Glavni zob desne lupine visi izpod vrha nazaj in navzdol. Pred njim ležeča alveola se neprekinjeno nadaljuje v poglobljen sprednji mišični odtisek, ki je pri trigonodusih dvignjena nad mišični odtisek. Zadnji, notranji stranski zob je kratek in laminaren.

Prek lupine tečejo močne koncentrične prirastnice.

Mere (v mm):

	V	L	G	L/V	G/V	G/L
vš	28,7–38,6	37,8–47,5	39,5–49,9	1,0–1,25	1,11–1,31	1,03–1,14
x̄	31,8	38,1	40,0	1,19	1,13	1,11

Pripombe: od drugih podvrst se razlikuje po razmerju L/V, G/V, G/L.

Primerov, ki so omenjeni v literaturi, da se pojavlja večje ali manjše število reberc od dveh, na našem materialu ni opaziti. Samo v enem primeru se je pojavilo tretje anteriorno postavljeno rebrce.

Stratigrafska razširjenost: pojavlja se v karniju z največjo razširjenostjo v julu (Fantini-Sestini, 1966, 1054).

Geografska razširjenost: Lombardija, Rabelj (Fantini-Sestini, 1966, 1054), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

V Sloveniji je bila vrsta *Myophoria kefersteini* najdena na mnogih mestih zahodno in severozahodno od Ljubljane, vendar je niso razločevali na podvrste.

Myophoria kefersteini gornensis Varisco, 1889
Tab. 9, sl. 1–6

1907 *Myophoria Kefersteini* var. *perversa* nov. var. – Waagen, str. 68, tab. 31, sl. 11.

1966 *Myophoria kefersteini gornensis* Varisco & Parona, 1889 – Fantini-Sestini, str. 1054, tab. 74, sl. 7–10, tab. 80, sl. 1–3, v tekstu sl. 15–17.

Material: Gr 13: številne lepo ohranjene posamezne lupine. VČK 54: tri dobro ohranjene leve lupine. VČK 30: leva in desna lupina. VČK 36: stisnjena leva lupina. VČK 44: zelo številne posamezne in cele lupine.

Opis: *Myophoria kefersteini gornensis* je podobna vrsti *Myophoria kefersteini kefersteini*, le da je višja kot daljša, z dolgim sprednjim in zadnjim robom ter kratkim, ventralnim robom.

Mere (v mm):

	V	L	G	L/V	G/V	G/L
vš	23,1–39,5	23,8–35,8	29,5–45,6	0,77–1,01	1,01–1,22	1,11–1,40
x̄	33,8	30,0	37,9	0,91	1,12	1,21

Pripombe: pri podvrstah vrste *Myophoria kefersteini* ponovno srečamo težnje po različno hitri rasti v različne smeri.

Pri podvrsti *Myophoria kefersteini gornensis* je dokaj enakomerno rast v višino in dolžino, kakršno imamo pri podvrsti *Myophoria kefersteini kefersteini*, zamenjala hitrejša rast v višino. Ustrezno podobnost bi lahko poiskali pri vrsti *Trigonodus ramovsi*.

Stratigrafska razširjenost: karnij (Fantini-Sestini, 1966, 1057), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Geografska razširjenost: Lombardija (Fantini-Sestini, 1966, 1057), osrednja Slovenija (Leseno brdo).

Myophoria kefersteini lombardica Waagen, 1907
Tab. 9, sl. 7–9

1907 *Myophoria Kefersteini* var. *lombardica* – Waagen, str. 69.
1966 *Myophoria kefersteini lombardica* Waagen – Fantini-Sestini, str. 1058, tab. 79, sl. 1–6.

Material: Gr 13: številne posamezne poškodovane leve in desne lupine. ZČK 28: pogostne posamezne in cele lupine. ZČK 52: leva lupina. ZČK 54: leva lupina. VČK 8: precej pogostne, posamezne, nenavadno dolge manjše lupine. VČK 30: številnejše posamezne lupine. VČK 36: številne posamezne lupine. VČK 44: številne posamezne in cele lupine.

Opis: podobna je podvrsti *Myophoria kefersteini kefersteini*, le da je precej daljša kot visoka. Značilen je dolg trebušni rob, ki je pri nekaterih lupinah bolj in pri drugih manj poševno navzdol usmerjen.

Mere (v mm):

	V	L	G	L/V	G/V	G/L
vš	13,1–28,0	22,4–42,1	23,0–46,0	1,30–1,55	1,15–1,61	0,97–1,16
x̄	19,2	31,4	33,0	1,42	1,44	1,03

Pripombe: lupine s trebušnim robom, usmerjenim precej poševno navzdol, je mogoče zamenjati s podvrsto *Myophoria kefersteini gornensis*. Od slednjih se razlikuje po kratkem, hitro povijajočim se sprednjem robu, po dolgem ventralnem robu in seveda po razmerju L/V.

Hitri rasti nazaj pri podvrsti *Myophoria kefersteini lombardica* lahko iščemo ustrezajočo enakost pri vrsti *Trigonodus extraordinarius*.

Stratigrafska razširjenost: karnij (Fantini-Sestini, 1966, 1061).

Geografska razširjenost: Lombardija (Fantini-Sestini, 1966, 1061), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Myophoria kefersteini typica Waagen, 1907
Tab. 9, sl. 10–13

1907 *Myophoria Kefersteini* forma *typica* – Waagen, str. 59, tab. 31, sl. 1–2.

Material: Gr 11: dobro ohranjena leva lupina. Gr 13: številnejše posamezne lupine. Gr 17: ena cela lupina. ZČK 52: leva in desna lupina. ZČK 54: slabše ohranjeni levi lupini. PV 6: številne, lepo ohranjene posamezne lupine. VČK 8: leva in desna lupina. VČK 28: leva lupina. VČK 30: posamezne lupine. VČK 44: številne dobro ohranjene posamezne lupine.

Opis: kratka, zelo konveksna, spredaj močno izbočena lupina z močno dvignjenim in ostrim grebenom. Na nekaterih levih lupinah sta rebrci skrajšani – največkrat sprednji. Obe lupini sta enako močno izbočeni. Desna je šibkejše ornamentirana.

	V	L	G	L/V	G/V	G/L
vš	24,4–32,9	31,8–39,9	28,1–39,3	1,23–1,32	1,15–1,22	0,88–1,02
$\bar{x}$	27,9	36,1	33,4	1,26	1,19	0,92

Pripombe: od drugih podvrst se loči po močno konveksnem sprednjem delu lupine, po mnogo večjem sklepnem kotu ter po izoblikovanosti glavne alveole v levi lupini, ki je potegnjena naprej in navzdol.

Ponovno lahko vzporejamo podobnosti sprememb rasti pri dveh različnih rodovih – evolucijsko konvergenco: *Myophoria kefersteini typica* in *Trigonodus abdominalis*.

Stratigrafska razširjenost: pri Lesnem brdu jo dobimo v srednjem in v zgornjem delu julske apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice.

Geografska razširjenost: osrednja Slovenija, Kremenski potok pri Ligojni (Waagen, 1907, 59, tab. 31, sl. 1–2), Lesno brdo.

Heminajas woehrmanni Waagen, 1907
Tab. 10, sl. 9–10

1907 *Heminajas Wöhrmanni* nov. sp. – Waagen, str. 42, tab. 29, sl. 2–8.

Material: Gr 2: dve slabo ohranjeni lupini. VČK 8: stisnjena desna lupina brez zadnjega dela.

Opis: lupina je podolgovata, jajčasta in ima slabo izražen na sprednji rob pomaknjen prosogirni vrh. Ima značilen dolg, v iztegnjenem loku nazaj se povijajoči sprednji rob. Zadnji zgornji rob se pričenja na kljunu in poteka rahlo poševno v posteriorni smeri. V desni lupini je lepo ohranjen velik, za heminajase značilen sprednji stranski zob in velik posterioventralno usmerjen, izpod kljuna viseč glavni zob. Zadnji letvasti zob je kratek in zelo droban. Na površini so drobne prirastnice.

Pripombe: od vrst *Heminajas geyeri* Waagen in *Heminajas fissidentata* (Wöhrmann) ga razlikuje značilno oblikovan sprednji rob.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul? (Allasinaz, 1966, 686).

Geografska razširjenost: Schlern na južnem Tirolskem, Frombach v Seiskih Alpah, planina Jelenek pri Spodnji Idriji (Waagen, 1907, tab. 29), Lombardija (Allasinaz, 1966, 686), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Gruenewaldia decussata (Münster, 1837)
Tab. 10, sl. 4

p. 1889 *Gruenewaldia decussata* Münster sp. – Wöhrmann, str. 216, tab. 9, sl. 4–6.
1895 *Myophoria decussata* Münst. spec. – Bittner, str. 104, tab. 12, sl. 1–8.

1966 *Gruenewaldia decussata* (Münster, 1837) – Allasinaz, str. 698, tab. 53, sl. 16–17, tab. 54, sl. 1a-1b.

Material: Gr 3: dobro ohranjena desna lupina. Gr 13: stisnjena leva lupina. VČK 30: dve slabo ohranjeni desni lupini. VČK 44: slabše ohranjeni levi in desni lupini.

Opis: lupine so majhne, romboidne in močno napihnjene. Ortogirni vrh je močno podvit. Ima globoko zaokrožen žleb, potekajoč po sredini lupine od vrha do trebušnega roba. Na sprednji polovici lupine so topa, radialna in koncentrična rebra. Na zadnji polovici je samo eno ostro radialno rebrce. Žleb omejujeta grebena, od katerih je zadnji višji, sprednji pa nižji.

Mere (v mm):

V	L	V/L
10,2	9	0,11

Pripombe: mrežasta ornamentacija razlikuje opisano obliko od vrste *Lyromiophoria woehrmanni* Bittner, ki ima na sprednji polovici lupine samo koncentrična rebra.

Stratigrafska razširjenost: Schlern na južnem Tirolskem, Frombach v Seiskih Alpah, Lombardija (Allasinaz, 1966, 686), planina Jelenek pri Spodnji Idriji (Waagen, 1907, tab. 29), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Geografska razširjenost: Schlern na južnem Tirolskem, Frombach v Seiskih Alpah, Lombardija (Allasinaz, 1966, 686), planina Jelenk pri Spodnji Idriji (Waagen, 1907, tab. 29), osrednja Slovenija (Leseno brdo).

Subclassis **Heterodonta** Neumayr, 1884
Ordo **Veneroida** H. Adams & A. Adams, 1856
Superfamilia Lucinacea Fleming, 1828
Familia Fimbriidae Nicol, 1850
Genus *Schafhaeutlia* Cossmann, 1897

Schafhaeutlia astartiformis (Münster, 1841)
Tab. 10, sl. 5

1889 *Fimbria (Corbis) astartiformis* Münster sp. – Wöhrmann, str. 226, tab. 9, sl. 7–9.
1895 *Gonodon astartiformis* Münst. spec. – Bittner, str. 12, tab. 3, sl. 1–4.
1966 *Gonodon astartiformis* (Münster, 1841) – Allasinaz, str. 701, tab. 54, sl. 6–7.

Material: Gr 3: dobro ohranjena lupina brez vidnega sklepa.

Opis: majhna, zaokrožena, v srednjem delu precej izbočena lupina z ortogirnim vrhom. Izbočenost pada na vse strani enako. Ušesci sta le na sprednjem in zadnjem robu, ki sta vseskozi enakomerno zaokroženi.

Mere (v mm):

V	L	V/L
7,0	7,4	0,81

Pripombe: vrsta *Schafhaeutlia laubei* (Bittner) je precej bolj ploska kot opisana vrsta, sprednji in zadnji rob pa ima neenakomerno zaokrožen.

Stratigrafska razširjenost: od karnija do retija (Allasinaz, 1966, 702).

Allasinazova (1966) ni dosledna v podajanju stratigrafske razširjenosti vrste *Schafhaeutlia astartiformis*. V besedilu (str. 702) navaja razširjenost od karnija do retija, v razpredelnici 1 pa od ladinija do norija.

Geografska razširjenost: Schlern in St. Cassian na južnem Tirolskem (Wöhrmann, 1893, 673), Lombardija, Rabelj, Apenini, Sicilija, Dinaridi, Madžarska in zunaj Evrope (Allasinaz, 1966, razpredelnica 1), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Superfamilia Carditacea Fleming, 1820
Familia Permophoridae van de Poel, 1959
Subfamilia Myoconchinae Newell, 1957
Genus *Pseudomyoconcha* Rossi-Ronchetti, 1966 (1967)

Pseudomyoconcha lombardica (Hauer, 1857)
Tab. 10, sl. 1–3

1907 *Myoconcha lombardica* Hauer – Waagen, str. 83, tab. 32, sl. 14–16.
1966 *Pseudomyoconcha lombardica* (Hauer, 1857) – Rossi-Ronchetti & Allasinaz, str. 1105, tab. 83–88, v tekstu sl. 5–9.

Material: Gr 17: dve desni lupini s korodiranim sklepom.

Opis: modiolidna, precej konveksna lupina z močno konveksnim hrbtnim robom in na sprednjem kraju lupine slabo ubočenim trebušnim robom. Izbočenost je največja na zaobljenem grebenu takoj nad venstralnim robom, na katerem se lupina strmo prevesi na ventralno stran. Nagib je zložnejši, vendar znaten proti zadnji zgornji strani. Zadnji rob je visok in rahlo zaokrožen.

Mere (v mm):

V	L	V/L
21,0	29,9	0,70
24,0	28,7	0,83

Pripombe: od drugih vrst tega rodu se razlikuje opisana vrsta po neznatnem sprednjem robu in po obliki zadnjega robu.

Rossi-Ronchetti in Allasinaz (1966, 1106) poročata o izredni variabilnosti vrste in o pomanjkljivosti znakov za ločitev na podvrste.

Stratigrafska razširjenost: julska podstopnja (Allasinaz, 1966, 1112).

Geografska razširjenost: je pogosta vrsta v Lombardiji in redkejša na Madžarskem, osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Superfamilia Crassatellacea Ferussac, 1822
Familia Myophoricardiidae Chaven in Vokes, 1967
Genus *Myophoricardium* Wöhrmann, 1889

Myophoricardium lineatum Wöhrmann, 1889
Tab. 10, sl. 6–7

1889 *Myophoricardium lineatum* n.sp. – Wöhrmann, str. 227, tab. 10, sl. 10–14
1895 *Myophoricardium lineatum* Wöhrm. – Bittner, str. 117, tab. 13, sl. 18–22.
1966 *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann, 1889 – Allasinaz, str. 707, tab. 55, sl. 4–11.

Material: VČK 30: primerek dobro ohranjene leve lupine s korodiranim sklepom.

Opis: visoka trapezoidna do triangularna, močno konveksna lupina s prosogirnim, takoj pred središčno črto postavljenim vrhom. Zadnji zgornji rob lupine je močno poševen in raven, sprednji pa nekoliko izbočen in prav tako močno poševen.

Ventralni rob poteka horizontalno v rahlem loku. Oba zgornja roba, sprednji zgornji in zadnji zgornji, sta zelo kratka. Zadnji je nekoliko daljši od sprednjega. Zaobljeni greben, na katerem se lupina strmo prevesi na zgornjo zadnjo stran, se pričenja za vrhom in se počasi izgublja v posterioventralni smeri.

Od zob sta vidna močno razviti, daljši zadnji notranji stranski zob in sprednji, večji glavni zob.

Preko lupine potekajo šibke koncentrične gube.

Mere (v mm):

V	L	V/L
23,0	22,9	1,00

Pripombe: po sklepu se razlikuje od primerka *Myophoricardium lineatum*, ki ga je upodobil Bittner (1895, na tab. 13, sl. 21; ista slika v Treatise on Invert. Paleont. (N) Mollusca 6, 2, sl. E 81, 20) po precej močnem zadnjem, notranjem lateralnem zobu v levi lupini.

Razmerje V/L pri našem primerku se ujema z Bittnerjevimi primerki, odstopa pa od podatkov Allasinazove (1966, 708), kajti njeni primerki so nižji in daljši.

Stratigrafska razširjenost: cordevol, jul, tuval (Allasinaz, 1966, razpredelnica 1, na str. 780 jo postavlja samo v jul).

Geografska razširjenost: Južne Alpe, Apenini, Balkan (Allasinaz, 1966, 708), osrednja Slovenija (Lesno brdo).

Subclassis **Anomalodesmata** Dall, 1889
Ordo **Pholadomyoida** Newell, 1965
Subfamilia Pholamyacea Gray, 1847
Familia Grammysiidae S.A. Müller, 1877
Genus *Solenomorpha* Cocherell, 1903

Solenomorpha sp.
Tab. 10, sl. 8

Material: Gr 2: kameno jedro z ostanki lupine. ZČK 22: ostanek sprednjega dela lupine.

Opis: dolgo, nazaj razpotegnjeno kameno jedro je spredaj kijasto oblikovano s sorazmerno dolgim sprednjim zgornjim robom. Ta ostro lomljen preide v zaokroženi, nazaj povijajoči se sprednji rob, ki se podaljša v raven ventralni rob. Zgornji zadnji rob je vzporeden z ventralnim. Posteriorni rob manjka.

Enako je oblikovan tudi ostanek sprednjega dela leve lupine, na katerem so ostra rebra.

Kvantitativna taksonomska analiza (Biometrija)

Številčna obdelava kvantitativnih morfoloških podatkov o organizmu ali delu organizma, tudi fosilnega ostanka je biometrija.

Na klasifikacijskih nivojih, višjih od vrste, zadostujejo kvalitativni taksonomski znaki. Za taksonomsko razlikovanje rodov je le redkokdaj potrebno uporabiti biometrično analizo. Postopek taksonomskega razlikovanja sorodnih populacij, podvrst in vrst je drugačen. Zdaj taksonomsko razlikovanje ne temelji več toliko na vodilnih taksonomskih znakih, marveč na tendenci skupinskih znakov. Uporaba številčnih

metod v raziskavi tendenc skupinskih znakov postane neobhodna. Ker koncept tipologije izgublja pomen, vse bolj opuščajo opise vrst, ki slonijo samo na opazovanju holotipa. Za raziskavo in prikaz tendenc skupinskih znakov so najprimernejše in najuspešnejše številčne metode (Imbrie, 1956).

Biometrična raziskava školjčne favne nahajališča Lesno brdo je po tendencah skupinskih znakov smiselna le za populacijo rodu *Trigonodus* in vrste *Myophoria kefersteini*. Populacijo vrste *Myophoria kefersteini* je biometrično že obdelala Fantini-Sestinijeva (1966). V študiji njene detajlne biometrične analize nisem ponovil.

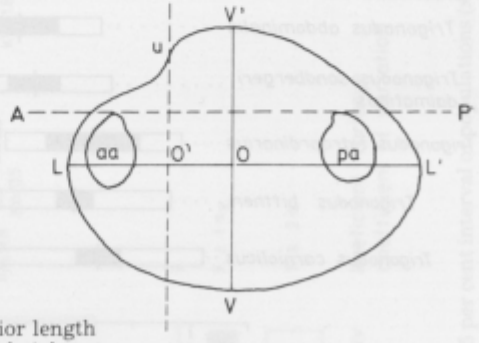
Pri vzorčevanju za statistični vzorec sem se držal napotkov Simpsona s sodelavci (1960):

1. vsi elementi naj pripadajo vzorčevani populaciji,
2. v vzorcu naj bodo zastopane vse bistvene variacije populacije,
3. variacije naj bodo v vzorcu zastopane s približno isto relativno frekvenco kot v populaciji,
4. elementi naj ne bodo patološko ali po odmrtju spremenjeni.

Kljub velikemu vzorcu populacije školjčne favne Lesnega brda (N = 769) je bilo zaradi tektonske poškodovanosti lupin za biometrično raziskavo primernih le malo elementov. Zato sem moral vključiti manjše vzorce (N = 6 do 9). Njihove statistične ocene so grobi približki, ki nas seznanijo s približnim položajem vzorca v celotni populaciji najdišča Lesno brdo.

Predstavniki naddružine Unionacea nimajo za vrsto drugih taksonomskih znakov kot obliko lupine. Za naddružino Unionacea je značilna velika morfološka variabilnost, ki otežuje tipološko taksonomsko raziskavo. Izbrane morfološke znake, s katerimi sem biometrično označil populacijo, kaže sl. 22. Parameter »v« sem uvedel za poskus.

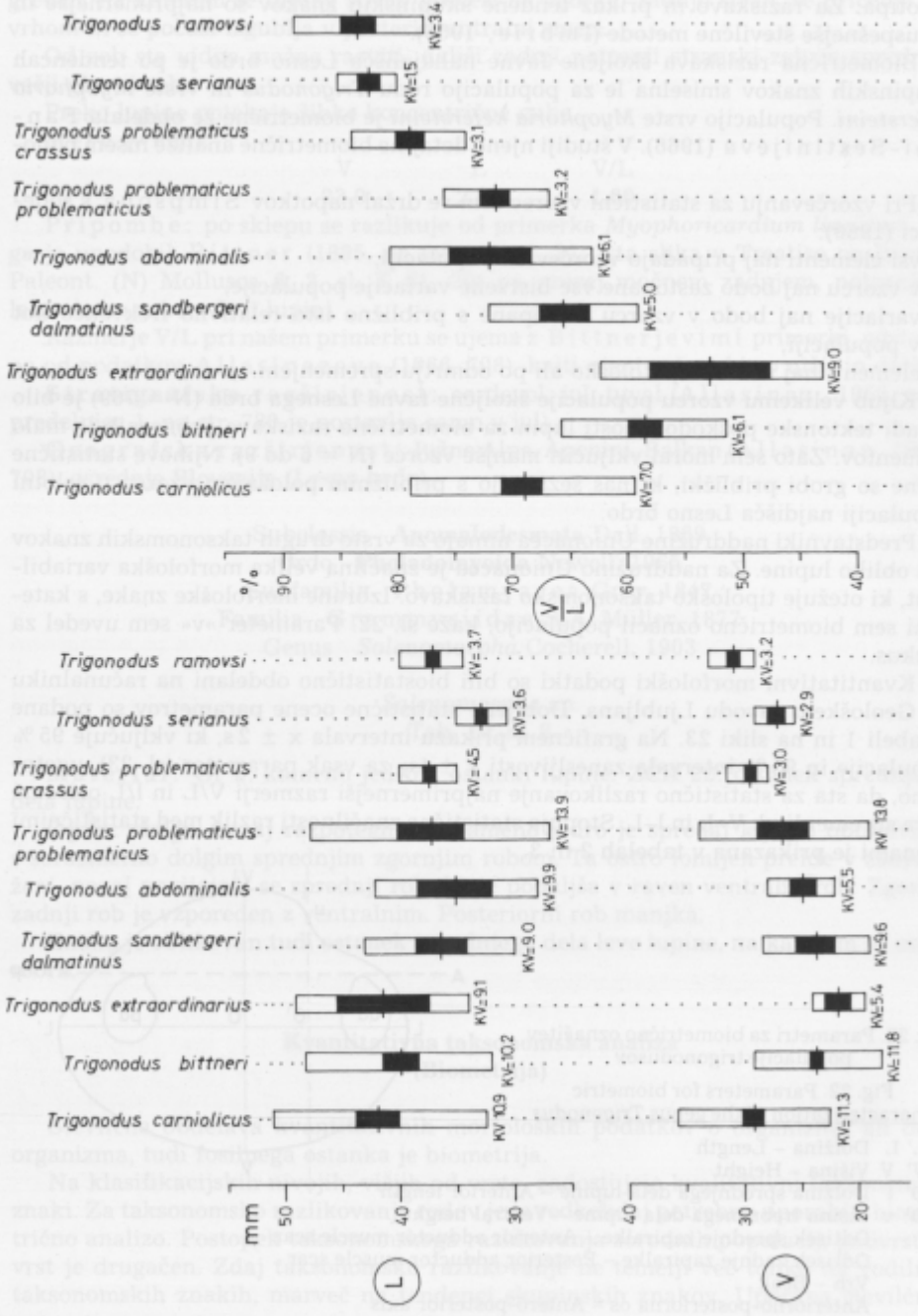
Kvantitativni morfološki podatki so bili biostatistično obdelani na računalniku na Geološkem zavodu Ljubljana. Dobljene statistične ocene parametrov so podane v tabeli 1 in na sliki 23. Na grafičnem prikazu intervala $x \pm 2s$, ki vključuje 95 % populacije in 95 % intervala zanesljivosti $x \pm ts_x$ za vsak parameter (sl. 23), ugotovimo, da sta za statistično razlikovanje najprimernejši razmerji V/L in l/L oziroma para spremenljivk V–L in l–L. Stopnja statistične značilnosti razlik med statističnimi ocenami je prikazana v tabelah 2 in 3.



Sl. 22. Parametri za biometrično označitev populacije trigonodusov

Fig. 22. Parameters for biometric characterization of the genus *Trigonodus*

L-L' L Dolžina – Length
V-V' V Višina – Height
L-O' l Dolžina sprednjega dela lupine – Anterior length
V-O' v Višina trebušnega dela lupine – Ventral height
aa Odtisek sprednje zapiralke – Anterior adductor muscle scar
pa Odtisek zadnje zapiralke – Posterior adductor muscle scar
u Vrh – Beak
AP Anteriorno-posteriorna os – Antero-posterior axis



Sl. 23. Grafični prikaz intervalov $x \pm 2s$ in $x \pm t\,s_x$ za izbrane parametre

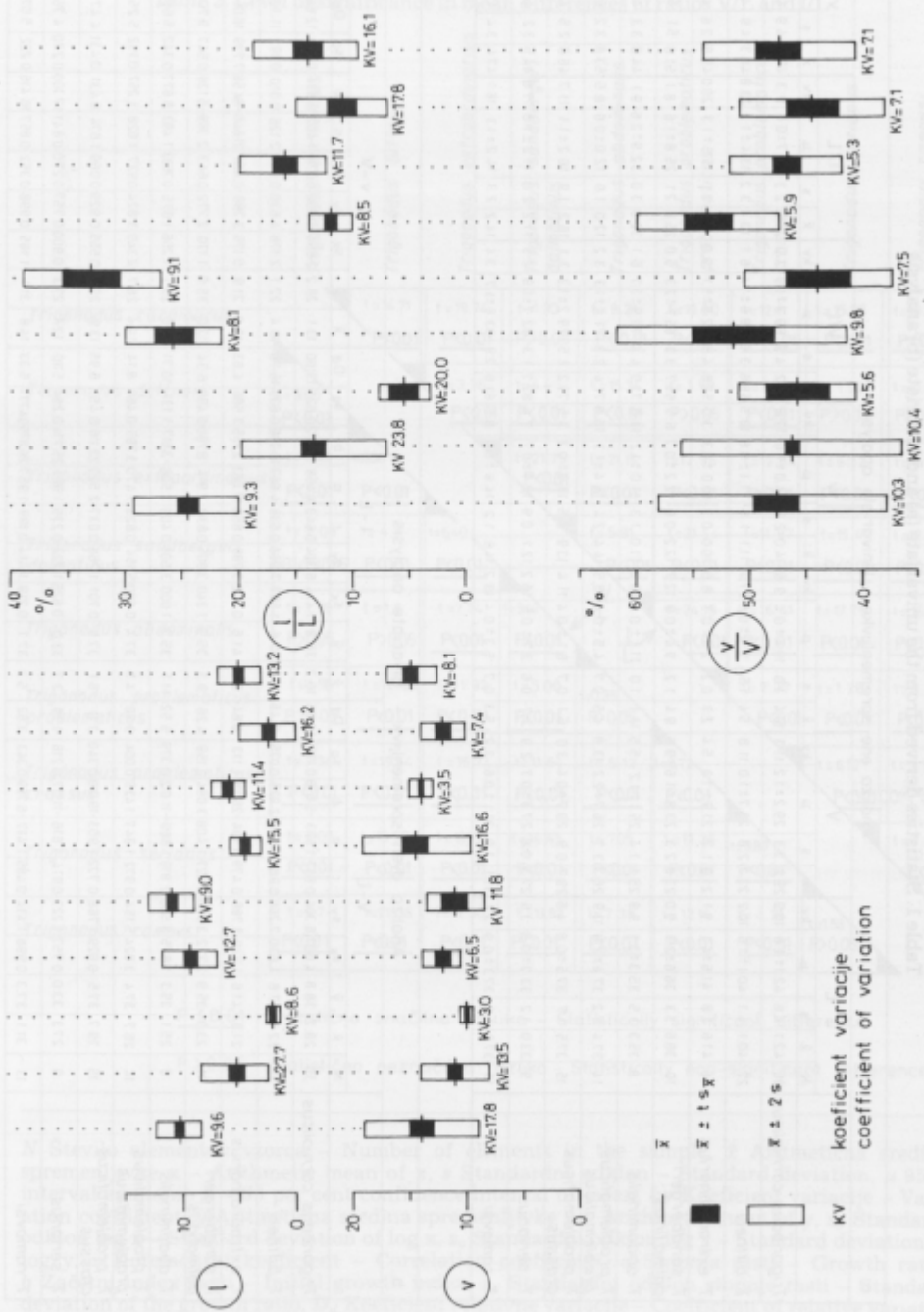


Fig. 23. 95 per cent interval of populations (x ± 2 s) and 95 per cent confidence interval of means (x ± $ts_{\bar{x}}$) of the treated parameters

Tabela 1. Statistične ocene analize ene (a) in dveh (b) spremenljivk

Table 1. Statistics derived from the univariate (a) and bivariate (b) analysis

a — Analiza ene spremenljivke - Univariate analysis

	L					V				I				v				V/L				I/L				v/V			
	N	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv	$\bar{x}$	s	μ	kv
Trigonodus carniolicus	26	42.1	4.6	42.1±1.8	10.9	29.2	3.3	29.2±1.2	11.3	10.4	1.0	10.4±0.4	9.6	14.0	2.5	14.0±1.0	17.8	69.2	4.9	69.2±1.9	7.0	24.7	2.3	24.7±0.8	9.3	47.7	4.9	47.7±2.1	10.3
T. bittneri	27	40.1	4.1	40.1±1.6	10.2	23.7	2.8	23.7±1.0	11.8	5.4	1.5	5.4±0.6	27.7	11.1	1.5	11.1±0.6	13.5	58.6	3.6	58.6±1.4	6.1	13.4	3.2	13.4±1.2	23.8	46.3	4.9	46.3±2.9	10.4
T. extraordinarius	6	41.6	3.8	41.6±4.1	9.1	21.9	1.2	21.9±1.3	5.4	2.3	0.2	2.3±0.3	8.6	10.0	0.3	10.0±0.3	3.0	52.8	4.8	52.8±5.1	9.0	5.5	1.1	5.5±1.3	20.0	45.8	2.6	45.8±2.8	5.6
T. sandbergeri dalmatinus	10	36.6	3.3	36.6±2.3	9.0	23.8	2.3	23.8±1.6	9.6	9.4	1.2	9.4±0.9	12.7	12.2	0.8	12.2±0.7	6.5	65.7	3.3	65.7±2.3	5.0	25.8	2.1	25.8±1.6	8.1	51.6	5.1	51.6±3.6	9.8
T. abdominalis	8	35.3	3.5	35.3±3.1	9.9	25.1	1.4	25.1±1.2	5.5	11.1	1.0	11.1±0.9	9.0	11.0	1.3	11.0±1.2	11.8	71.9	4.4	71.9±3.7	6.1	32.9	3.0	32.9±2.6	9.1	44.0	3.3	44.0±2.8	7.5
T. problematicus problematicus	14	37.4	5.2	37.4±2.8	13.9	26.7	3.7	26.7±2.2	13.8	4.5	0.7	4.5±0.4	15.5	14.4	2.4	14.4±1.3	16.6	71.4	2.3	71.4±1.3	3.2	12.0	1.0	12.0±0.6	8.5	53.8	3.2	53.8±1.9	5.9
T. problematicus crassus	15	37.5	1.7	37.5±0.8	4.5	29.7	0.9	29.7±0.4	3.0	6.1	0.7	6.1±0.4	11.4	13.9	0.5	13.9±0.2	3.5	79.2	2.5	79.2±1.3	3.1	16.2	1.9	16.2±1.1	11.7	46.8	2.5	46.8±1.3	5.3
T. serianus	9	33.0	1.2	33.0±0.9	3.6	27.3	0.8	27.3±0.7	2.9	3.7	0.6	3.7±0.5	16.2	12.1	0.9	12.1±0.7	7.4	82.7	1.3	82.7±0.9	1.5	11.2	2.0	11.2±1.3	17.8	44.5	3.2	44.5±2.3	7.1
T. ramovsi	13	37.3	1.4	37.3±0.9	3.7	31.1	1.0	31.1±0.6	3.2	5.3	0.7	5.3±0.4	13.2	14.8	1.2	14.8±0.6	8.1	83.6	2.9	83.6±1.7	3.4	14.2	2.3	14.2±1.3	16.1	47.4	3.4	47.4±2.0	7.1

b — Analiza dveh spremenljivk - Bivariate analysis

	V-L										I-L										v-V								
	N	$\bar{x}$	$\bar{y}$	s_x	s_y	r	a	b	s_a	D_d	$\bar{x}$	$\bar{y}$	s_x	s_y	r	a	b	s_a	D_d	$\bar{x}$	$\bar{y}$	s_x	s_y	r	a	b	s_a	D_d
Trigonodus carniolicus	30	28.2	38.8	4.007	6.304	0.837	1.573	-5.558	0.175	10.75	10.2	38.8	1.414	6.304	0.643	4.458	-6.672	0.623	13.60	13.1	28.2	2.854	4.000	0.678	1.402	9.834	0.188	12.68
T. bittneri	32	22.1	37.6	4.630	7.266	0.962	1.569	2.925	0.075	5.45	5.1	37.6	1.557	7.266	0.633	4.667	13.798	0.639	16.78	10.4	22.1	2.178	4.630	0.859	2.126	0.010	0.192	11.12
T. extraordinarius	6	21.9	41.6	1.220	3.788	0.479	3.104	-26.398	1.113	8.64	2.3	41.6	0.222	3.788	0.859	17.063	2,355	3.566	4.83	10.0	21.9	0.175	3.788	0.481	21646	-94.56	7.739	16.05
T. sandbergeri dalmatinus	11	23.3	35.9	2.772	3.905	0.927	1.408	3.094	0.159	4.28	9.3	35.9	1.340	3.905	0.838	2.914	8.790	0.480	6.34	12.0	35.9	1.170	2.772	0.643	2.369	-5.128	0.547	9.70
T. abdominalis	8	25.1	35.3	1.875	3.506	0.819	1.869	-11.612	0.379	5.52	11.1	35.3	1.000	3.506	0.409	3.506	-3.617	1.131	10.71	11.0	25.1	1.256	1.875	0.7633	1.493	8.677	0.342	5.68
T. problematicus problematicus	14	26.7	37.4	3.824	5.154	0.972	1.347	1.435	0.004	3.30	4.5	37.4	0.690	5.154	0.826	7.470	3.785	0.468	8.14	14.4	26.7	2.349	3.824	0.937	1.628	3,257	0.152	5.25
T. problematicus crassus	15	29.7	37.5	0.929	1.768	0.722	1.903	-19.099	0.340	3.11	6.1	37.5	0.701	1.768	0.037	2.522	22.116	0.451	6.95	13.9	29.7	0.555	0.929	0.069	1.674	6.431	0.431	4.47
T. serianus	9	27.3	33.0	0.757	1.223	0.914	1.616	-11.117	0.218	1.39	3.7	33.0	0.626	1.223	0.239	1.953	25.774	0.264	5.10	12.1	27.3	0.900	0.757	0.270	0.841	17.100	0.270	4.76
T. ramovsi	13	31.1	37.3	0.998	1.414	0.485	1.417	-6.769	0.343	3.62	5.3	37.1	0.719	1.414	0.199	1.967	26.875	0.477	5.33	14.8	31.1	1.165	0.998	0.352	0.857	18.416	0.222	5.07

Tabela 2. Stopnja značilnosti razlik med statističnimi ocenami x̄ za razmerje V/L in l/L

Table 2. Level of significance in mean differences of ratios V/L and l/L

	Trigonodus carniolicus	*Trigonodus bittneri*	*Trigonodus extraordinarius*	*Trigonodus sandbergeri dalmatinus*	*Trigonodus abdominalis*	*Trigonodus problematicus problematicus*	*Trigonodus problematicus crassus*	*Trigonodus serianus*	*Trigonodus ramovsi*
Trigonodus carniolicus		t = 14.71 P<0.01	t = 19.74 P<0.01	t = 1.30 P>0.05	t = 8.21 P<0.01	t = 19.60 P<0.01	t = 12.11 P<0.01	t = 15.88 P<0.01	t = 13.44 P<0.01
Trigonodus bittneri	t = 9.00 P<0.01		t = 3.36 P<0.01	t = 4.4 P<0.01	t = 15.34 P<0.01	t = 1.59 P>0.05	t = 3.09 P<0.01	t = 1.93 P>0.05	t = 0.80 P>0.05
Trigonodus extraordinarius	t = 7.41 P<0.01	t = 3.36 P<0.01		t = 21.75 P<0.01	t = 21.15 P<0.01	t = 12.95 P<0.01	t = 12.84 P<0.01	t = 6.32 P<0.01	t = 8.72 P<0.01
Trigonodus sandbergeri dalmatinus	t = 2.08 0.01<P<0.05	t = 4.4 P<0.01	t = 6.40 P<0.01		t = 5.91 P<0.01	t = 21.54 P<0.01	t = 11.87 P<0.01	t = 15.47 P<0.01	t = 12.44 P<0.01
Trigonodus abdominalis	t = 1.39 P>0.05	t = 1.6 P>0.05	t = 7.74 P<0.01	t = 3.42 P<0.01	V/L l/L	t = 24.19 P<0.01	t = 16.41 P<0.01	t = 17.75 P<0.01	t = 16.13 P<0.01
Trigonodus problematicus problematicus	t = 1.58 P>0.05	t = 12.05 P<0.01	t = 11.92 P<0.01	t = 5.00 P<0.01	t = 0.35 P>0.05		t = 7.37 P<0.01	t = 1.28 P<0.01	t = 3.27 P<0.01
Trigonodus problematicus crassus	t = 7.34 P<0.01	t = 19.64 P<0.01	t = 16.73 P<0.01	t = 11.64 P<0.01	t = 5.12 P<0.01	t = 8.72 P<0.01		t = 6.12 P<0.01	t = 2.52 0.01<P<0.05
Trigonodus serianus	t = 8.07 P<0.01	t = 19.50 P<0.01	t = 18.03 P<0.01	t = 14.45 P<0.01	t = 7.05 P<0.01	t = 13.36 P<0.01	t = 3.87 P<0.01		t = 3.17 P<0.01
Trigonodus ramovsi	t = 9.7 P<0.01	t = 21.08 P<0.01	t = 17.50 P<0.01	t = 13.83 P<0.01	t = 7.38 P<0.01	t = 12.16 P<0.01	t = 4.31 P<0.01	t = 1.53 P>0.05	

P < 0.01 Statistično značilna razlika - Statistically significant difference

P > 0.05 Statistično neznačilna razlika - Statistically non-significant difference

N Število elementov vzorca – Number of elements in the sample, $\bar{x}$ Aritmetična sredina spremenljivke x – Arithmetic mean of x, *s* Standardni odklon – Standard deviation, μ 95 % interval zaupanih x̄ – 95 per cent confidence interval of mean, *kv* Koeficient variacije – Variation coefficient, $\bar{y}$ Aritmetična sredina spremenljivke y – Arithmetic mean of y, $s_{\bar{x}}$ Standardi odklon log x – Standard deviation of log x, s_y Standardni odklon log y – Standard deviation of log y, *r* Korelacijski koeficient – Correlation coefficient, *a* Stopnja rasti – Growth ratio, *b* Začetni index rasti – Initial growth index, s_a Standardni odklon stopnje rasti – Standard deviation of the growth ratio, D_d Koeficient relativne variacije – Coefficient of relative variaton

Tabela 3. Stopnja značilnosti razlik med statističnimi ocenami a in b za par spremenljivk V-L in l-L

Table 3. Level of significance in the growth ratio and the initial growth index differences

	Trigonodus carniolicus	*Trigonodus bittneri*	*Trigonodus extraordinarius*	*Trigonodus sandbergeri dalmatinus*	*Trigonodus abdominalis*	*Trigonodus problematicus problematicus*	*Trigonodus problematicus crassus*	*Trigonodus serianus*	*Trigonodus ramovsi*
Trigonodus carniolicus		z_1= 0.23 z_2= 7.96 P<0.05	z_1= 3.48 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1= 1.96 z_2= 0.66 P>0.05	z_1= 0.74 z_2= 13.3 P<0.05	z_1= 3.87 P<0.05	z_1= 2.52 P<0.05	z_1= 3.70 P<0.05	z_1= 3.17 P<0.05
Trigonodus bittneri	z_1=0.08 z_2= 8.77 P<0.05		z_1=3.40 P<0.05	z_1= 2.19 P<0.05	z_1=0.89 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=3.54 P<0.05	z_1=2.74 P<0.05	z_1=3.43 P<0.05	z_1=3.39 P<0.05
Trigonodus extraordinarius	z_1= 1.36 z_2=3.53 P<0.05	z_1=1.38 z_2= 0.81 P>0.05		z_1=3. 91 P<0.05	z_1= 3.63 P<0.05	z_1=2.67 P<0.05	z_1=4.05 P<0.05	z_1=4.23 P<0.05	z_1=4.20 P<0.05
Trigonodus sandbergeri dalmatinus	z_1=0.74 z_2= 6.25 P<0.05	z_1= 0.92 z_2= 5.5 P<0.05	z_1=1.51 z_2=1. 71 P>0.05		z_1=0.48 z_2=6.75 P<0.05	z_1=6. 80 P<0.05	z_1= 0.60 z_2= 7.12 P<0.05	z_1=1.75 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=1.40 $x_1 \neq x_2$ P<0.05
Trigonodus abdominalis	z_1=0.72 z_2=0.72 P>0.05	z_1=0.78 z_2= 4.6 P<0.05	z_1=1.05 z_2= 3.1 P<0.05	z_1=1.12 z_2=1.14 P>0.05	V-L l-L	z_1=3.24 P<0.05	z_1= 0.80 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=1.34 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=1.25 $x_1 \neq x_2$ P<0.05
Trigonodus problematicus problematicus	z_1=1.44 z_2= 0.71 P>0.05	z_1=2.69 P<0.05	z_1=1.58 z_2=2. 98 P<0.05	z_1=0.38 z_2=17.1 P<0.05	z_1=1.38 z_2=1.4 P>0.05		z_1=7.61 P<0.05	z_1=10.27 P<0.05	z_1=8.23 P<0.05
Trigonodus problematicus crassus	z_1= 0.88 z_2=3.82 P<0.05	z_1=0.96 z_2=34.96 P<0.05	z_1=1.03 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=1.32 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1= 0.07 z_2=3.6 P<0.05	z_1=1.64 z_2=4.80 P<0.05		z_1=1.09 z_2=1.34 P>0.05	z_1=0.85 z_2=5.6 P<0.05
Trigonodus serianus	z_1=0.16 z_2=13.7 P<0.05	z_1=0.20 z_2=32.7 P<0.05	z_1=1.31 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=0.77 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=0.58 z_2=7.6 P<0.05	z_1=1.23 z_2=7.6 P<0.05	z_1=0.71 z_2= 0.27 P>0.05		z_1=0.03 z_2=3.1 P<0.05
Trigonodus ramovsi	z_1=0.41 z_2=12.5 P<0.05	z_1=0.43 z_2=19.5 P<0.05	z_1=1.45 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=0.02 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1= 0.88 $x_1 \neq x_2$ P<0.05	z_1=0.20 z_2=17.2 P<0.05	z_1=1.01 z_2= 1.33 P>0.05	z_1=0.49 z_2=1.95 P>0.05	

P < 0.05 Statistično značilna razlika - Statistically significant difference

P > 0.05 Statistično neznačilna razlika - Statistically non-significant difference

Biostatistično obdelavo sem razložil v drugem članku (Jelen, 1983).

Zaradi nekaterih zelo majhnih vzorcev in še neizdelanega matematičnega modela za številčno podajanje nekaterih tipoloških taksonomskih znakov nisem mogel dokazati statistično značilno razliko povsod, kjer obstajajo razlike v tipoloških taksonomskih znakih, npr. med *Trigonodus bittneri* in *Trigonodus abdominalis* za parameter V/L ter med *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* in *Trigonodus extraordinarius* za

par V-L. Boljše razultate statističnega razlikovanja med *Trigonodus serianus, Trigonodus ramovsi* in *Trigonodus problematicus crassus* pričakujem od matematičnega zapisa tipoloških taksonomskih znakov poteka zgornjega, sprednjega in trebušnega robu ter lege največje debeline lupine, v čemer se med seboj razlikujejo, in od večjih vzorcev.

Vrednosti statističnih ocen razmerja v/V in para spremenljivk v-V so se za statistično razlikovanje pokazale nezanesljive.

Z določitvijo stopnje značilnosti razlik je kvantitativna taksonomska analiza končana. Slediti mora taksonomsko vrednotenje ugotovljenih značilnih razlik.

Taksonomsko vrednotenje fenetično značilnih razlik

Taksonomsko vrednotenje fenetično značilnih razlik je potrebno, ker ni korelacije med morfološko različnostjo in stopnjo reprodukcijske izolacije.

Biometrična raziskava recentnih sorodnih populacij je pokazala, da jih lahko statistično razlikujemo. S tem preti nevarnost, da vsako populacijo oziroma vsak najmanjši statistično homogen vzorec razlikujemo z binominalno nomenklaturo (Imbrie, 1956). To je v taksonomiji nevretenčarjev vodilo v nered. Pri taksonomskem delu na nivojih, nižjih od podrodu, je potrebno upoštevati stratigrafske, geografske, ekološke in genetične kriterije.

Vzorce fenetično podobnih populacij rodu *Trigonodus*, ki se med seboj taksonomsko razlikujejo in sem jim lahko ločil ekološke niše (str. 74) ter jim tako predvidel neodvisnost in tolikšno različnost, da bi nanje lahko delovale različne selektivne sile, sem klasificiral kot vrste. Kako popolna je bila reprodukcijska izolacija med vrstami rodu *Trigonodus*, bi lahko sklepali po verjetni odsotnosti hibridov. Vzorce populacij vrst *Trigonodus problematicus* in *Myophoria kefersteini*, ki se med seboj taksonomsko razlikujejo, nisem pa jim mogel ločiti ekološke niše (str. 78), sem klasificiral kot podvrste. Na nivoju populacije je bilo mogoče razlikovati le fenetične lokalizirane populacije ekofenotipov nekaterih vrst rodu *Trigonodus* (str. 78).

Ker nastanek novih vrst in podvrst ni bil selektiven, ampak so nastale s hitro simpatrično adaptivno speciacijo in subspeciacijo, znakov selektivnega uveljavljanja izolacijskih mehanizmov nisem našel. Selektivno favoriziranje fenetičnih znakov pa se v kratkem geološkem času še ni moglo pokazati.

Biotop in ekologija

Raziskovano nahajališče ima močno, politipično populacijo rodu *Trigonodus* in vrste *Myophoria kefersteini* (sl. 38).

Trigonodusna favna zunaj prostora Orle-Podmolnik-Podutik-Lesno brdo doslej še ni bila ugotovljena. Populacije vrste *Myophoria kefersteini* pa so naseljene še severneje od omenjenega prostora (Kossmat, 1910; Ramovš, 1962; Grad & Ferjančič, 1976; Jelen, 1979). Školjčna biocenoza z vrsto *Myophoria kefersteini* je tudi pri Rablju in Lombardiji brez trigonodusne favne (Allasinaz, 1966; Fantini-Sestini, 1966).

V literaturi zasledimo posamezna spekulativna ugotavljanja biotopa rodov *Trigonodus, Pachycardia* in *Myophoria*, nikoli pa njegove popolnejše favnistične, sedimentološke in geokemične analize.

Rod *Trigonodus* ima po literaturnih podatkih toleranco od sladke do morske vode (Cox et al., 1969b, N 467). *Trigonodus* naj bi preferiral zelo plitve brakične vode (Allasinaz, 1964a, 203).

Rod *Myophoria* pa je vprašljivo morski (Cox et al., 1969b, N 472; Newell & Boyd, 1975, 59).

Razlike v zgradbi školjčnih populacij z rodovoma *Trigonodus* in *Myophoria* v slovenskem prostoru dajejo možnost raziskovati njihov biotop.

Raziskava biotopa mora zajeti celotno, integrirano okolje, na katerega se je prilagodila biocenoza in vanjo asimilirani osebek. Raziskava mora torej zajeti fizikalni, kemični in biološki vidik biotopa.

Geokemična raziskava biotopa

Geokemična raziskava biotopa in rezultati so priobčeni v drugem članku (Dolenec & Jelen, 1987).

Sedimentološka raziskava biotopa

Analiza mikrofaciesa je dala o biotopu podatke, ki se skladajo z rezultati geokemične raziskave biotopa.

Število raziskanih vzorcev dá predstavo o okolju, ne pokaže pa dinamike sprememb v biotopu.

Rezultate analize mikrofaciesa kaže tabela 4.

Biotop nahajališča Lesno brdo je bil del zaprtega šelfa, s stalnim ali občasnim značajem lagune. Detritični kremen kaže na dotok s kopnega, ki je najverjetneje bil občasen. Do brakičnih razmer je prišlo ob mešanju morske z rečno vodo, verjetno pa tudi s padavinsko vodo.

Mikrofacies biotopa Mlinše pri Zagorju prav tako kaže na dotok s kopnega. Glede na verjetnost, da gre za distalnejše dele šelfa, so bile razmere blizu morskim, sodeč po izotopski sestavi kisika in ogljika, prevladujoče.

Favnistična raziskava biotopa

Favnistična analiza raziskuje zgradbo združbe (sl. 24). Za enoto favnistične analize sem določil rod.

Taksonomska in količinska sestava združbe

Taksonomsko sestavo predstavita seznam taksonov in tabela prisotnosti – odsotnosti taksona.

Taksonomsko sestavo uravnavata okolje in priložnost, dana organizmu, da pride v združbo.

Okolje je prepletanje fizičnih, kemičnih in bioloških razmer (Reyment, 1971, 3):

1. Fizično okolje: geografski položaj, substrat, dinamika medija, topografija, ozračje, temperatura, svetloba, pritisk, stratifikacija (temperature, slanosti).
2. Kemično okolje: slanost, pufri, redoksi potencial, koncentracija H ionov, O_2, CO_2, N_2, S, anioni kislin, sledni elementi, anorganske soli, organske snovi in spojine, kemična aktivnost sedimenta.
3. Biološko okolje: hrana, predacija, kompeticija, parazitizem, simbioza, poseljenost.

Količinsko sestavo združbe prikažete rang in relativna številčnost. Rang, ki je mera porazdelitve dominance, pove, kateri takson je v vzorcu in združbi najštevilnejši, kateri je po številčnosti drugi, tretji itd. Relativna številčnost kot količinska mera dominance poda številčne odnose med taksoni.

Za več vzorcev iz istega nahajališča izračunamo srednjo vrednost rangom taksonov in vsoto relativnih številčnosti.

Količinsko sestavo združbe ponovno uravnavata priložnost in razpoložljivi življenjski viri.

Delovanje združbe pogojuje avtekologija taksonov, ki grade združbo. Avtekologija organizmov ima štiri vidike:

1. prehranjevanje, 2. prilagajanje, 3. presnova, 4. razmnoževanje.

Glavni pomen za avtekologijo školjk imajo prehrana, substrat in dinamika vode (Stanley, 1970, 7), sl. 25.

Indeksi značaja enote v združbi in vzorcev

Prisotnost: z njo merimo relativno prisotnost enote v združbah in vzorcih.

$$P = \frac{100\, n_{Ei}}{N} \text{ (cf. Walker \& Bambach, 1974, 2.18)}$$

P – prisotnost v odstotkih
n_{Ei} – število vzorcev z neko enoto ekologije
N – celotno število vzorcev

Ekološka toleranca: ekološko toleranco določi število vzorcev, ki vključujejo neko enoto.

$Et = n_{Ei}$ (Walker & Bambach, 1974, 2.18)
Et – ekološka toleranca

Gostota enot: gostoto enot določi število enot v združbi nahajališča.

$$G = \frac{n_E}{N} \text{ (Walker \& Bambach, 1974, 2.18)}$$

G – gostota enot
n_E – število enot

Raznolikost: merilo raznolikosti naj bi bilo število enot v vzorcu. Ker pa je število enot funkcija števila vzorcev, se napaki izognemo z izrazom:

$$d = \frac{S-1}{\ln N} \text{ (Odum, 1971, 144)}$$

d – raznolikost
S – število enot v vzorcu
N – število primerkov

Homogenost: je mera enakomernosti porazdelitve neke pomembne vrednosti (npr. števila primerkov) enot v vzorcu.

$$e = \frac{\overline{H}}{\ln S} \text{ (Odum, 1971, 144)}$$

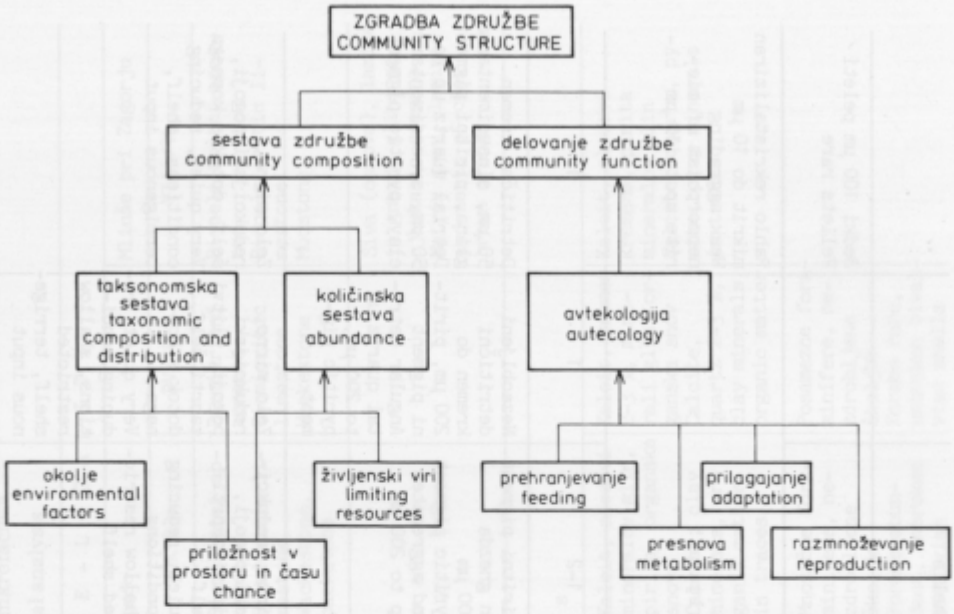
e – homogenost
$\overline{H}$ – Shannonov indeks splošne raznolikosti

Tabela 4. Rezultati raziskave mikrofaciesa

Table 4. Results of microfacial analysis

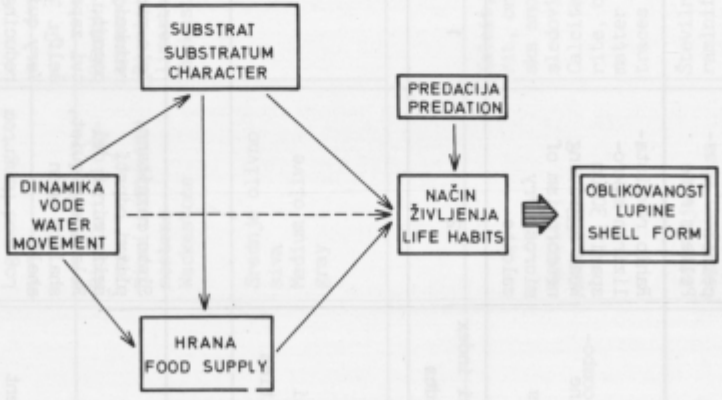
	NAHAJALIŠČE - LOCALITY					
	Log pod Mangrtom	Lesno brdo				Mlinše pri Zagorju
	K 2a	Gr 3b	ZČK 13	VČK 43a	PV 10	VIII/4b
Kamenina Rock	Biomikritni apnenec Biomicritic limestone Wackestone	Biomikritni apnenec Biomicritic limestone Wackestone	Biomikritni apapnenec Biomicritic limestone Mudstone, wackestone	Biomikritni apnenec Biomicritic limestone Wackestone, packstone	Biomikritni apnenec Biomicritic limestone Wackestone	Biopelmikritni apnenec Biopelmicritic limestone Mudstone
Barva Color	Srednje olivno siva Medium olive gray	Temno siva Dark gray				Siva (osnova), lamine in gnezda gline so rjavkasto oranžna Matrix gray, laminae and nests of clay brown orange
Tekstura Texture	Homogena Homogeneous					
Mineralna sestava Mineral composition	Kalcit Calcite	Kalcit, pirit, organska snov v sledovih Calcite, pyrite, organic matter in traces	Kalcit, sledovi organske snovi, pirita, kremena, Calcite; organic matter, pyrite, quartz in traces	Kalcit, sledovi mineralov glin, pirita, organske snovi Calcite; clay minerals, organic matter in traces	Kalcit, kremen 2-3 %, minerali glin, organska snov Calcite, quartz 2-3 %, clay minerals, organic matter	Kalcit, sledovi kremena, pirita mineralov glin Calcite; quartz, pyrite, clay minerals in traces
Mikrofosili Microfossils	Zdrobljene školjke, posamezne foraminifere, sledovi ehinodermov Broken bivalves individual forams,	Številne foraminifere, velike školjke-fragmenti Forams abundant, fragments	Posamezne foraminifere, mikrogastropodi, ploščice ehinodermov Forams rare, microgastropods,	Množične foraminifere, nezdrobljene školjke Forams abundant, unbroken bivalvian	Posamezne foraminifere, nezdrobljene školjke Forams rare, unbroken bivalvian shells	

	echinoderm traces	of large bivalves	echinoderm plates	shells		
Alokemi Allochems	Redki 50 µm peleti Pellets rare					Redki 100 µm peleti Pellets rare
Zrnavost Crystalline texture	Rahlo rekristáliziran mikrosparit 30 µm Weak aggrading neomorphism of microsparry calcite	M i k r i t Microcrystalline calcite				Rahlo rekristaliziran mikrit do 10 µm Weak aggrading neomorphism of micrite up to 10 µm
Energijski index Energy index	2	1	1-2	1-2	1	1
Posebnosti Peculiarities			Detritični kremen do 50 µm, piritni pigment Detrital quartz up to 50 µm, pyritic pigment	Piritni pigment in gnezda 200 µm Pyritic pigment and aggregates up to 200 µm	Nezaobljeni detritični kremen do 200 µm, piritni pigment Angular detrital quartz up to 200 µm, pyritic pigment	Detritični kremen 50 µm, sinsedimentarna glina, piritni pigment Detrial quartz up to 50 µm, synsedimentary clay, pyritic pigment
Okolje Environment	Slabo razgibano, plitvi odprti šelf, mirni del Relatively quiet, shallow open shelf	Zelo mirno, redukcijski pogoji, plitvi zaprti šelf Very quiet, reducing conditions, shallow restricted shelf	Mirno, redukcijski pogoji, plitvi zaprti šelf, dotok s kopnega Quiet, reducing conditions, shallow restricted shelf, terrigenous input	Mirno, redukcijski pogoji, plitvi zaprti šelf Quiet, reducing conditions, shallow restricted shelf	Zelo mirno, redukcijski pogoji, plitvi zaprti šelf, dotok s kopnega Very quiet, reducing conditions, shallow restricted shelf, terrigenous input	Zelo mirno, redukcijski pogoji, šelf, dotok s kopnega Very quiet, reducing conditions, shelf, terrigenous input



Sl. 24. Shema favnistične analize (Walker & Bambach, 1974)

Fig. 24. Scheme for the analysis of communities (Walker & Bambach, 1974)



Sl. 25. Vpliv okolja na način življenja školjk (Stanley, 1970)

Fig. 25. Presentation of the interrelationship among environmental factors and bivalve shell form (Stanley, 1970)

Shannonov indeks: imenujejo ga tudi splošni indeks raznolikosti. Ker je neodvisen od velikosti vzorca, je primeren za primerjavo raznolikosti med različno velikimi vzorci.

$$\overline{H} = -\left(\frac{ni}{N}\right) \ln \left(\frac{ni}{N}\right) \text{ ali } \overline{H} = -\text{ Pi ln Pi (Odum, 1971, 144)}$$

ni – neka pomembna vrednost za vsako enoto
N – celotno število pomembnih vrednosti

$$Pi = \frac{ni}{N} \text{ – verjetnost}$$

Sestava združbe

Vrednosti v tabeli 5 omogočajo pogled v sestavo združbe raziskovanega nahajališča.

Združba je ekstremno organizirana. Školjke predstavljajo 99,5 % celotne favne, polži le 0,5 %. Drugih fosilnih metazojev, razen ostankov aktivnosti anelidov ponekod v apnenčevo-lapornoskrilavi skladovnici in redkih solitarnih koral v Gr 2, v nahajališču ni.

Porazdelitev rangov (r in koloni A, B) med enote najvišjega dela tabele, ki predstavljajo 86 % celotne favne, je zelo pravilna. Druge enote nimajo pravilne porazdelitve rangov. Dominantnost v relativni številčnosti je tudi ekstremna (kolona C). Prisotnost in s tem ekološka toleranca je največja za prvi dve enoti. Gostota enot in raznolikost (vrste H, I, J) sta v povprečju zelo majhni.

Močna in ekstremna organiziranost združbe, visoka dominantnost, prevladujoča prisotnost neke enote, majhna gostota in raznolikost, so značilnosti združb z močnim ekološkim pritiskom (medplimski pas, estuarji, obalne lagune).

Vrednosti v kolonah C, D, E za enoti 3 in 4 se ostro ločijo od vrednosti 2. enote. Iste vrednosti za enote od 5 do 18 so zelo nizke in celo zanemarljive. Tudi to jasno kaže na zelo močno kontrolo biotopa, ki ga niso uspele naseliti.

Glavni ekološki pritisk, ki je urejal ugotovljeno sestavo združbe, pripisujem brakičnosti. Brakični biotop nahajališča je dokazala masnospektrometrična analiza izotopske sestave kisika in ogljika školjčnih lupin in prikamenine (Dolenec & Jelen, 1987) ter posredno raziskava mikrofaciesa.

Če opazujemo vrednosti v vrstah od H do K, ugotovimo zakonitosti razporeditve v navpični in vodoravni smeri. Ekološki pritisk v prostoru ni bil povsod enako močan.

V navpični smeri lahko določimo vsaj tri ekološke preobrate:

1. med vzorcema Gr 3 in Gr 5–7, tj. na prehodu spodnjega dela v srednji del apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice;
2. med vzorcema VČK 28 in ZČK 22, tj. na prehodu srednjega dela v zgornji del skladovnice;
3. na prehodu karbonatne sedimentacije v zgornji klastični člen.

Ekološki preobrati so se odrazili tudi v množičnosti mikrofavne in mikroflore in na litofaciesu (cf. sl. 11–14).

Prvi ekološki preobrat je zaostril življenjske možnosti. Plasti do VČK 8 so brez makrofavne (cf. sl. 15). Z litofaciesa in biofaciesa sklepam na poglobitev.

Drugi ekološki preobrat je nastal postopoma, kot kažejo vrednosti H, I, J, K od VČK 28 navzgor in sl. 15. Ponovno poplitvenje ugotavljam po litofaciesu in biofaciesu.

Tabela 5. Numerična analiza sestave združbe nahajališča Lesno brdo

Table 5. Numerical indices of community structure at the locality Lesno brdo

		VZORCI - COLLECTIONS																												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	A	B	C °/₀	D °/₀	E
		Gr 2	Gr 3	Gr 5+7	VČK 8	VČK 12	VČK 14	VČK 20	VČK 28	ZČK 22	ZČK 28	VČK 30	ZČK 30	VČK 36	VČK 38	ZČK 52	VČK 44	ZČK 54	Gr 11	Gr 13	Gr 17	PV 6	PV 8	PV 10					
Trigonodus sp.	N	1	19	16	21	11	2	6	19	2	3	24	4	27	8	12	166	38	6			51	8	6	1.4	1.1	58.5	91	21
	r	2	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1			1	1	1					
Myophoria sp.	N	1	1		6		1		1		5	13	3	9		2	110	13	1	28	2	8	3		2.1	1.5	27.1	74	17
	r	2	5		2		2		2		1	2	2	2		2	2	2	2	1	2	2	2						
Lopha sp.	N				1					1			1	4					1	7					3.4	2.5	2.0	26	6
	r				3					2			3	3					2	2									
Bakevellia (Bakevelloides) sp.	N	1															7		1	3					3.4	2.5	1.6	17	4
	r	2															3		2	3									
Tretospira sp.	N	2	1																						3.5	3.0	0.4	9	2
	r	1	5																										
Septiola sp.	N		20																						3.6	1.0	2.6	9	1
	r		1																										
Gruenewaldia sp.	N		1									2					2			1					3.6	4.3	0.8	17	4
	r		5									3					5			4									
Heminajas sp.	N	2			1																				3.7	2.0	0.4	9	2
	r	1			3																								
Solenomorpha sp.	N	1								1															3.7	2.0	0.3	9	2
	r	2								2																			
Pinna (Pinna) sp.	N		2																						3.7	4.0	0.3	4	1
	r		4																										
Modiolus (Modiolus) sp.	N		10														1								3.7	4.5	1.4	9	2
	r		3														6												
Schafhaeutlia sp.	N		1																						3.8	5.0	0.1	4	1
	r		5																										
Camptonectes (Camptochlamys) sp.	N		1																						3.8	5.0	0.1	4	1
	r		5																										
Pachycardia sp.	N																				28				3.8	5.0	3.6	4	1
	r																				1								
Pseudomyoconcha sp.	N																				2				3.9	1.0	0.3	4	1
	r																				2								
Amusium sp.	N																4								3.9	4.0	0.5	4	1
	r																4												
Myophoricardium sp.	N											1													4.0	4.0	0.1	4	1
	r											4																	
Fossariopsis sp.	N													1											4.0	4.0	0.1	4	1
	r													4															
	H	6	9	1	4	1	2	1	2	3	2	4	3	4	1	2	6	2	4	4	3	2	2	1					
	I	6.4	8.4	0	5.0	0	3.3	0	3.3	4.2	3.3	5.0	4.2	5.0	0	3.3	6.4	3.3	5.0	5.0	4.2	3.3	3.3	0					
	J	1.78	1.58	0	0.76	0	0.43	0	0.20	1.10	0.67	0.90	1.0	0.90	0	0.40	0.90	0.54	1.0	0.86	0.45	0.41	0.59	0					
	K	0.99	0.70	0	0.47	0	0.62	0	0.29	1.0	0.97	0.65	0.91	0.65	0	0.58	0.65	0.78	0.72	0.62	0.41	0.59	0.86	0					

ekološki preobrat / ecologic overturn

ekološki preobrat / ecologic overturn

Tretji ekološki preobrat je bil poguben. Regresiji, katere začetke opazimo v mikrofaciesu tik nad zadnjimi fosilonosnimi plastmi, je sledilo nenadno in vsesplošno izginotje makrofavne.

V vodoravni smeri ločim v zgornjem delu apnenčevo-lapornoskrilavega člena tri različke biotopa nahajališča:

1. VČK 30–44: vrednosti v vrstah H, I, J, K so višje kot v ZČK na istem stratigrafskem nivoju.
2. ZČK 28–54: vrednosti v vrstah H, I, J, K so nižje kot v VČK na istem stratigrafskem nivoju.
3. Gr 11–17: od VČK in ZČK se razlikuje po taksonomski in količinski sestavi ter v avtekologiji (str. 78).

Na golici Gr je bilo v zgornjem delu skladovnice (Gr 11–17) posebno ekološko območje. Za svojstvenost taksonomske in količinske sestave je vzrok dinamika vodnega okolja. Litofacies (breče, peščeni laporji, mikrobreče, sparitni in onkoidni apnenci in biofacies) kažeta na zelo visok EI (cf. sl. 11). Vrednost $\delta^{18}0$, izmerjena na vzorcu lupine vrste *Pachycardia rugosa*, je najnižja na nahajališču Lesno brdo (Dolenec & Jelen, 1987).

Zgornji del srednjega dela apnenčevo-lapornoskrilavega člena v ZČK nima školjčne favne. Vrednosti v vrstah H, I, J, K so v zgornjem delu skladovnice nižje kot v VČK. Opirajoč se na litofacies in biofacies, sklepam, da je bila globina vode v ZČK vseskozi večja kot v VČK in pri Gr. Približno izenačila se je šele v najvišjih fosilonosnih nivojih.

Z analizo sestave školjčne favne in stratimetričnim snemanjem v navpični in horizontalni smeri sem ugotovil še drugi in tretji ekološki dejavnik, ki sta urejala sestavo školjčne favne – globino in dinamiko vodnega okolja.

Za nizke in zanemarljivo nizke vrednosti C, D, E enot od 3 do 18 imam dve razlagi:

1. poskusi naselitve neugodnega biotopa in
2. tafocenoza.

Lopha sp. ima med temi enotami najvišjo prisotnost in ekološko tolerantnost. V sistemu sodijo lofe med ostreje, ki žive tudi v nekoliko brakični vodi (Ramovš, 1974, 104). Vse najdene lupine vrste *Lopha* sp. so nedorasle ali pa zakrnele, ker so osebki naselili biotop, ki je bil na meji njihove fiziološke prilagodljivosti.

Bakevellia (Bakevelloides) sp. ima nižjo prisotnost in ekološko toleranco kot *Lopha* sp. Podobno kot primer vrste *Lopha* sp., razlagam tudi njeno mesto v združbi s poskusom naselitve neugodnega biotopa.

Odsotnost požiralcev sedimenta je značilnost zgradbe združbe nahajališča.

Po podobnosti z recentnimi soleni domnevam, da je bila *Solenomorpha* sp. hiter vrtalec skozi sediment in je zato spadala v prehranjevalno skupino požiralcev sedimenta. *Solenomorpha* sp. je primer neuspešnega poskusa naselitve neugodnega substrata v ZČK 22. Količina organske snovi v sedimentu je mogla biti tolikšna, da je njen razpad v anaerobnih razmerah zastrupljal sediment s H_2S.

A Srednja vrednost ranga za vse vzorce – Mean rank abundance for all community collections, *B* Srednja vrednost ranga za vse vzorce, v katerih je enota prisotna – Mean rank abundance of community collections including an ecologic unit, *C* Relativna številčnost – Total relative abundance in per cent, *D* Prisotnost (P) – Presence percentage, *E* Ekološka toleranca (Et) – Ecologic tolerance, *H* Gostota enot (G) – Ecologic units density, *I* Raznolikost (d) – Diversity, *J* Indeks splošne raznolikosti (H) – Shannon index of general diversity, *K* Homogenost (e) – Homogenety, *N* Absolutna številčnost enote v vzorcu – Number of specimens of the ecologic unit in a collection, *r* Rang – Rank number of the ecologic unit in a collection

Redukcijske razmere v sedimentu nahajališča, opazne na pogled, je potrdila raziskava mikrofaciesa z ugotovljenimi gnezdi pirita in piritnega pigmenta.

Enake geokemične razmere so v sedimentu današnjih lagun, kjer zato ni požiralcev sedimenta.

Vrsta *Pachycardia rugosa* ima dokaj visoko relativno številčnost, toda nizko vrednost prisotnosti in ekološke tolerance. Njena preferenca jo je omejila na različek biotopa Gr 11–17.

Tudi za preostale enote je verjetnejša prva razlaga kot druga, ki je ne smemo izvzeti, še posebno ne zaradi prisotnosti stenohalinega aktivnega plavalca *Amusium* sp.

Nasproti drugim vzorcem so vrednosti za gostoto, raznolikost in homogenost v vzorcih Gr 2 in Gr 3 višje in rangi so drugače razporejeni. To je razumljivo, saj so bili v Gr 2 najdeni stenohalini morski organizmi – solitarne korale.

Delovanje združbe

Združba nahajališča je v načinu prehranjevanja neorganizirana (tabela 6). Nizki in plitvi filtratorji so v celotni favni zastopani s 97 %. Neorganiziranost združbe v načinu prehranjevanja je dovolila dovoljna količina hrane, ki ni bila omejeni življenjski vir. Ker so to bili nizki in plitvi filtratorji, je bila suspenzija ob stični ploskvi vode s sedimentom bogata z organsko snovjo. Današnja okolja, kjer prihaja do mešanja slane in sladke vode (delte, estuarji, obalne lagune), imajo veliko bioprodukcijo in akumulacijo organske snovi.

V podrobnostih vendarle opazimo organiziranost združbe na plitve in nizke filtratorje, ki so imeli trofične niše urejene po nivojih, na katerih so filtrirali suspenzijo.

Apnenčevo blato in mulj sta bila dolgotrajen substrat raziskovanega nahajališča. Odlagala sta se v mirnejši podplimski coni.

Nekateri prostori sedimentacije apnenčevega blata ali mulja so zelo mirni, drugi dinamičnejši. V bolj razgibanih obdobjih pride blato ponovno v suspenzijo. Nizki in plitvi pasivni filtratorji se po podatkih Steel-Petrovićeve (1975, 552) takšnih biotopov izogibajo.

Nevarnost resuspenzije zmanjšujeta utrjevanje substrata po organizmih in občasna izsuševanja.

Tevesz in McCall (1979) poročata o sposobnosti unionoidnih školjk, da se po resuspenziji izvlečejo izpod > 10 cm debelega pokrova usedline. Samo s curki vode, iztisnjenih iz plaščne votline, odstranijo z zadnjega dela lupine do 2 cm usedline. Oblika lupine, ki je podobna lupini trigonodusov in pahikardij, omogoča zbrati dovoljno količino vode v plaščni votlini. Ne škoduje jim tudi večja količina sedimenta, ki se pri resuspenziji nabere v plaščni votlini školjk. Zasute v sedimentu zdržijo dva dni. O podobnih sposobnostih nekaterih morskih školjk iz trofičnih skupin s plitvimi in nizkimi filtratorji poroča Kranz (1974).

Organizmi, ki presnavljajo s prostim kisikom, ne morejo živeti v okolju, kjer zaradi mirovanja vodnega stolpca ni kroženja kisika. Zato se je morala školjčna semiinfavna in infavna prilagoditi na pelitski substrat, ki ponovno prehaja v suspenzijo.

Množično školjčno favno sem našel na raziskovanem nahajališču vedno na prehodu apnenčeve plasti v muljevec. Revnejša je ali pa manjka v plasteh glinenega

Tabela 6. Analiza delovanja združbe nahajališča Lesno brdo

Table 6. Tentative analysis of hypothetical community function at the locality Lesno brdo

	A	C %	D %	E	Način življenja Habitat	Prehranjevalna skupina Feeding type
Trigonodus sp.	1,4	58,5	91	21	Semiinfavna in plitva infavna Semiinfauna and shallow infauna	nizki in plitvi filtrator low level and shallow suspension feeder
Myophoria sp.	2,1	27,1	74	17	plitva infavna	plitvi filtrator
Lopha sp.	3,4	2,0	26	6	Sesilna epifavna Sessile epifauna	nizki filtrator
Bakevellia (Bakevelloides) sp.	3,4	1,6	17	4	Bisusna epifavna Byssate epifauna	nizki ali visoki filtrator low level or high level suspension feeder
Tretospira sp.	3,5	0,4	9	2	-	-
Septiola sp.	3,6	2,6	9	1	epifavna ali/or semiinfavna	nizki filtrator
Gruenewaldia sp.	3,6	0,8	17	4	plitva infavna	plitvi filtrator
Heminajas sp.	3,7	0,4	9	2	plitva infavna	plitvi filtrator
Solenomorpha sp.	3,7	0,3	9	2	globoka infavna deep infavna	požiralec sedimenta mobile deposit feeder
Pinna (Pinna) sp.	3,7	0,3	4	1	bisusna semiinfavna	nizki filtrator
Modiolus (Modiolus) sp.	3,7	1,4	9	2	bisusna semiinfavna	nizki filtrator
Schafhaeutlia sp.	3,8	0,1	4	1	? plitva infavna	?
Camptonectes (Camptochlamys) sp.	3,8	0,1	4	1	bisusna epifavna	nizki ali visoki filtrator
Pachycardia sp.	3,8	3,6	4	1	semiinfavna	nizki filtrator
Pseudomyoconcha sp.	3,9	0,3	4	1	? bisusna semiinfavna	nizki filtrator
Amusium sp.	3,9	0,5	4	1	epifavna, svobodni plavalec free swimmer	visoki filtrator
Myophoricardium sp.	4,0	0,1	4	1	plitva infavna	plitvi filtrator
Fossariopsis sp.	4,0	0,1	4	1	-	-

apnenca in apnenca. Izgleda, da je bilo za življenje trigonodusov in mioforij ugodno okolje med povečanim dotokom pelitnega detritičnega materiala in drobnega organskega detritusa. Neugodne življenjske razmere so nastopile, ko se je dotok pelitnega detritičnega materiala nadaljeval ali povečal. V debelejših (>5 cm) lapornih plasteh so fosili navzgor vse redkejši, v drugi polovici plasti jih sploh več ne najdemo.

Dolgotrajni substrat je omogočal adaptivno radiacijo.

Fosil kot osebek oziroma paleobiološka enota, nima le pomena za razlago njegove horizontalne biologije, na katero so omejene današnje biološke enote, ampak za biologijo skozi geološki čas – geobiologijo.

Fosil moremo obravnavati z vseh vidikov biološke enote, tudi z vidika adaptivne funkcionalne morfologije. Le-ta je določena kot odnos med obliko organizma, okoljem in evolucijo (Kauffman, 1969, N 130).

Mehkužci, še posebno školjke, sodijo po Kauffmanu (1969, N 130) med najprimernejše nevretenčarje za raziskavo adaptivne funkcionalne morfologije iz naslednjih razlogov:

1. mehki deli so dobro poznani. Njihova spremenljiva anatomija in morfologija sta odraz prilagajanja na različna okolja;
2. funkcionalnost mehkih delov in morfologija sta celoti, tako da z mehkih delov sklepamo na trde in obratno;
3. v obliki lupin današnjih predstavnikov se v popolnosti zrcali način življenja, tako da z recentnih lahko sklepamo na fosilne;
4. ekologijo današnjih predstavnikov dobro poznamo, kar lahko prenesemo v paleoekologijo;
5. razvojne linije lahko sledimo nazaj v geološko preteklost. Mnogi današnji rodovi se pojavijo že v mlajšem mezozoiku. To omogoča primerjavo anatomije in morfologije današnjih in fosilnih predstavnikov;
6. pogosten je pojav adaptivne homeomorfije, kar omogoča razlago adaptivne morfologije že izumrlih oblik;
7. školjke so pogost, dobro ohranjen fosil.

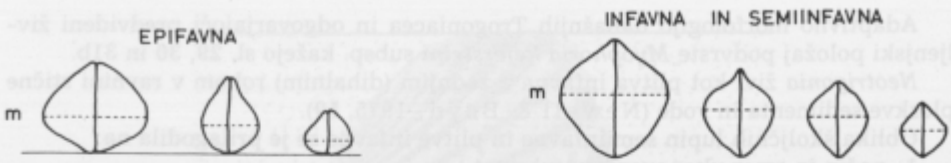
V nadaljnjem sklepanju na način življenja vrst in podvrst rodov *Trigonodus* in *Myophoria* se bom opiral na Stanleyevo (1970) študijo adaptivne funkcionalne morfologije današnjih školjk.

Preseki trigonodusov in pahikardij v frontalni ravnini so takšni kot pri semiinfavni in plitvi infavni (sl. 26, tab. 2, sl. 9, tab. 3, sl. 2). Črta največje debeline je postavljena v dorzalno polovico lupine. Imajo robustne, težke, debele lupine, ki služijo semiinfavni in plitvi infavni za stabilizacijo v substratu in jo varujejo pred mehanskimi poškodbami v razgibanih okoljih. Pahikardije so ornamentirane z ostrimi, dokaj visokimi prirastnïcami, ki so dodatno stabilizirale osebek v substratu.

Niso pa pri vseh vrstah in osebkih trigonodusov lupine enako robustno in težko grajene. Razlike bom obravnaval drugje.

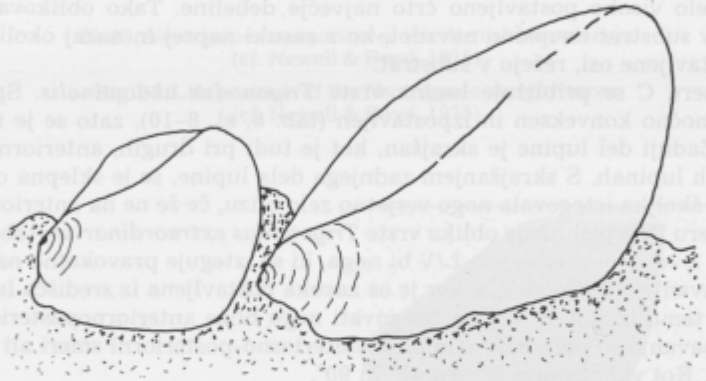
Današnje Unionacea imajo adaptivno morfologijo, ki je taka kot pri trigonodusih. Živijo kot semiinfavna (sl. 27) in kot infavna (sl. 28). Za trigonoduse predvidevam enak življenjski položaj, ki pa se je v podrobnostih razlikoval od vrste do vrste (sl. 31a, 34).

Lupina vrse *Myophoria kefersteini* je oblikovana kot pri infavni. Zakaj je bolj sploščena in zakaj je črta največje debeline višje v dorzalni polovici lupine, bom razložil kasneje. Radialna rebrca in greben so služili za stabilizacijo in za prerivanje skozi sediment.



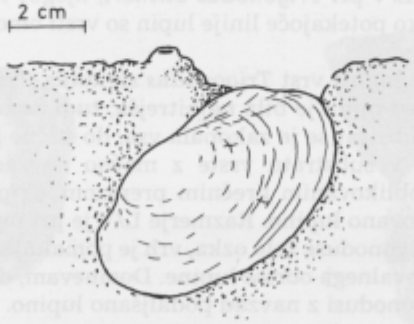
Sl. 26. Frontalni preseki lupin nekatere epifavne, semiinfavne in infavne (Stanley, 1970)
m – črta največje debeline

Fig. 26. Frontal cross-sectional shapes of epifaunal, semiinfaunal and infaunal shell types (Stanley, 1970)
m – maximum shell width



Sl. 27. Način življenja vrste *Unio pictorum*

Fig. 27. Living habit of the *Unio pictorum*



Sl. 28. Način življenja podvrste *Lampsilis radiata siliquoidea* (Tevesz & McCall, 1979)

Fig. 28. Living habit of the *Lampsilis radiata siliquoidea* (Tevesz & McCall, 1979)

Adaptivno morfologijo današnjih Trogoniacea in odgovarjajoči predvideni življenjski položaj podvrste *Myophoria kefersteini* subsp. kažejo sl. 29, 30 in 31b.

Neotrigonia živi kot plitva infavna z zadnjim (dihalnim) robom v ravnini stične ploskve sedimenta in vode (Newell & Boyd, 1975, 59).

Oblika školjčnih lupin semiinfavne in plitve infavne se je prilagodila na:

1. način in smer vkopavanja v substrat,
2. hitrost vkopavanja,
3. globino vkopavanja in
4. življenjski položaj.

Na sl. 32 so osnovni primeri odnosov med oblikovanostjo lupin in načinom ter smerjo vkopavanja v substrat.

K primeru A se približuje lupina vrste *Trigonodus ramovsi* (tab. 7, sl. 1, 3, 6). Poleg razmerja L/V, ki je blizu 1, ima skupno s školjkami primera A ozko klinasto obliko z zelo visoko postavljeno črto največje debeline. Tako oblikovane školjke prodirajo v substrat navpično navzdol, ko z zasuki naprej in nazaj okoli v središče lupine postavljene osi, režejo v substrat.

K primeru C se približuje lupina vrste *Trigonodus abdominalis*. Sprednji del lupine je močno konveksen in izpostavljen (tab. 6, sl. 8–10), zato se je noga lahko okrepila. Zadnji del lupine je skrajšan, kot je tudi pri drugih, anteriorno podobno oblikovanih lupinah. S skrajšanjem zadnjega dela lupine, se je sklepna os zasukala tako, da je školjka iztegovala nogo verjetno zelo blizu, če že ne na anteriornem robu.

K primeru D se približuje oblika vrste *Trigonodus extraordinarius* (tab. 7, sl. 8, 9). Lupino z velikim razmerjem L/V bi noga, ki se izteguje pravokotno na os sklepa, med vkopavanjem težko vodila, ker je os zasuka postavljena iz središča lupine. Zato se školjka temu izogne in prične iztegovati nogo bliže anteriornoposteriorni smeri. Smer vkopavanja se pomakne zelo blizu anteriorno-posteriorni smeri ali pa je z njo vzporedna. Kot vkopavanja je med 45° in 90°.

Druge trigonodusne vrste so imele smer in način vkopavanja kot primer B.

Hitrost vkopavanja je odvisna od oblike prečnega preseka lupine (sl. 33), od oblikovanosti sprednjega dela lupine, njene debeline in velikosti lupine. Po naštetem sodim, da sta se vrsti *Pachycardia rugosa* in *Trigonodus carniolicus* zelo počasi in delno zakopavali v substrat.

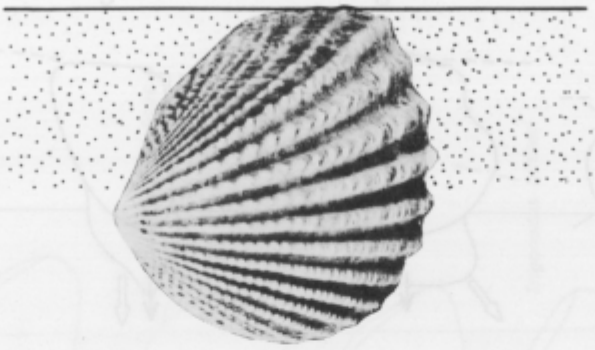
Povečanje razmerja L/V pri *Trigonodus bittneri*, njegov močno naprej postavljen in neznaten vrh in gladko potekajoče linije lupin so vrsti omogočili hitrejše in globlje vkopavanje lupine.

Manjše kot druge, so lupine vrst *Trigonodus serianus*, *Trigonodus abdominalis* in *Trigonodus ramovsi*. Med njimi je bila najhitrejša, tudi zaradi oblikovanosti, *Trigonodus abdominalis*. V substrat se je zakopala vsa, do stične ploskve sediment-voda.

Hitro se premikajo v substratu vrste z močno navzad podaljšano lupino in okroglim ali diskasto oblikovanim prečnim prerezom. *Trigonodus extraordinarius* ima zelo podobno oblikovano lupino. Razmerje L/V je pri tej vrsti blizu 2. Lupina je v prečnem prerezu za trigonoduse zelo ozka, vrh je pomaknjen pred sprednji rob in ne izstopa iz iztegnjenega ovalnega obrisa lupine. Domnevam, da se je zakopaval hitreje in globlje kot drugi trigonodusi z navzad podaljšano lupino. Slika 34 prikazuje mojo interpretacijo zgornjih ugotovitev.

Današnji predstavniki naddružine Unionacea se zelo počasi vkopavajo v substrat. Do končne lege v substratu potrebujejo več ur do en dan (Tevesz & Mc Call, 1979, 113).

V paleobiologiji je razlaga adaptivno funkcionalne morfologije podvrst neke vrste

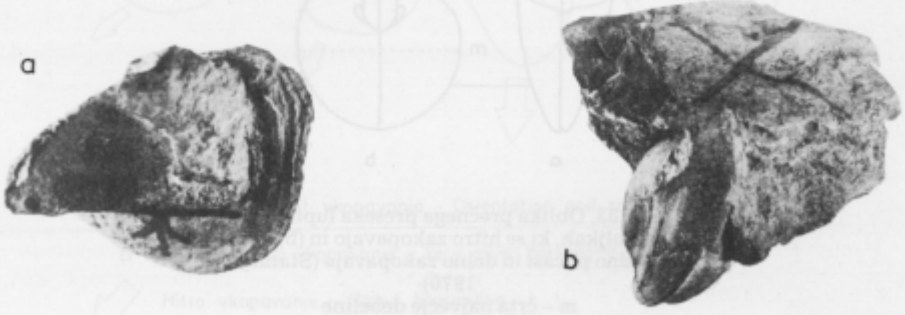


Sl. 29. *Neotrigonia margaritacea* v življenjskem položaju (cf. Newell & Boyd, 1975)

Fig. 29. Life position of the *Neotrigonia margaritacea* (cf. Newell & Boyd, 1975)

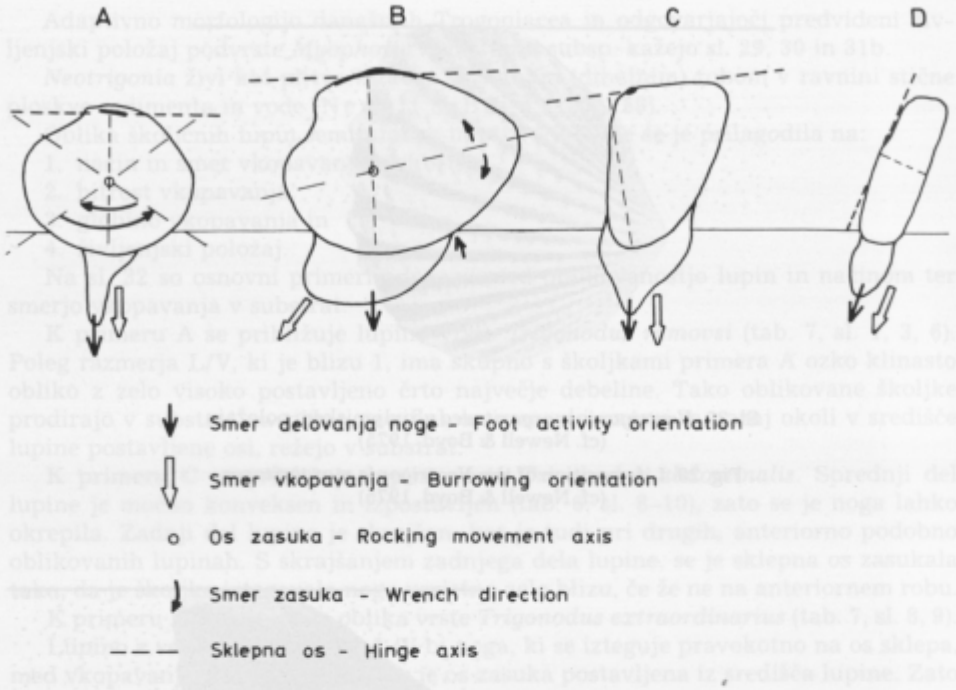
Sl. 30. *Myophoria kefersteini kefersteini* v predvidenem življenjskem položaju

Fig. 30. Reconstruction of living habit of the *Myophoria kefersteini kefersteini*



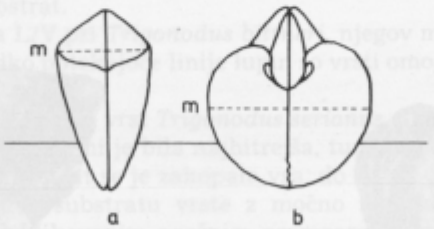
Sl. 31. *Trigonodus ramovsi* (a) in *Myophoria kefersteini kefersteini* (b) najdeni v življenjskem položaju (VČK 44)

Fig. 31. The *Trigonodus ramovsi* (a) and the *Myophoria kefersteini kefersteini* (b) found in original life position (VČK 44)



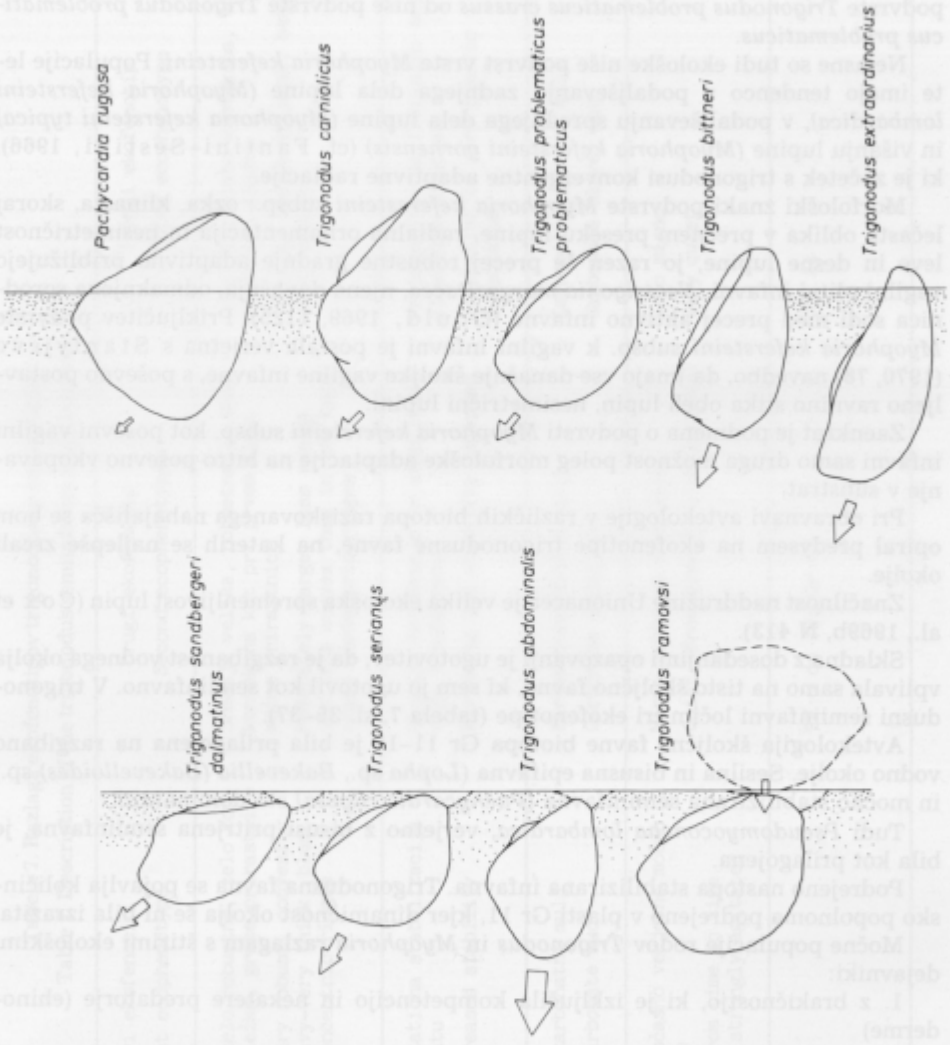
Sl. 32. Primeri odnosov med oblikovanostjo lupin in načinom ter smerjo vkopavanja v mehki substrat. Prirejeno po Stanleyu, 1970

Fig. 32. Examples of adaptions in burrowing into the soft substratum. Adapted from Stanley, 1970



Sl. 33. Oblika prečnega preseka lupin pri (a) školjkah, ki se hitro zakopavajo in (b), ki se izredno počasi in delno zakopavajo (Stanley, 1970)
m – črta največje debeline

Fig. 33. Relation of the frontal cross-sectional shapes to the burrowing rate; (a) rapid burrower, (b) the very slow, and a partial burrower (Stanley, 1970)
m – maximum shell width



Sl. 34. Adaptivna divergenca rodu *Trigonodus* v ekološke niše

Fig. 34. Adaptive divergence of the genus *Trigonodus* into the ecological nishes

težja. Podvrste so populacije vrste, ki se malo razlikujejo v ekoloških nišah. Na mejah niš pa še vedno prihaja do izmenjave genov. Nisem uspel razločiti ekološko nišo podvrste *Trigonodus problematicus crassus* od niše podvrste *Trigonodus problematicus problematicus*.

Nejasne so tudi ekološke niše podvrst vrste *Myophoria kefersteini*. Populacije lete imajo tendenco v podaljševanju zadnjega dela lupine *(Myophoria kefersteini lombardica)*, v podaljševanju sprednjega dela lupine *(Myophoria kefersteini typica)* in višanju lupine *(Myophoria kefersteini gornensis)* (cf. Fantini-Sestini, 1966), ki je začetek s trigonodusi konvergentne adaptivne radiacije.

Morfološki znaki podvrste *Myophoria keferesteini* subsp.: ozka, klinasta, skoraj lečasta oblika v prečnem preseku lupine, radialna ornamentacija in nesimetričnost leve in desne lupine, jo razen še precej robustne gradnje adaptivno približujejo vagilni plitvi infavni. *Neotrigonia margaritacea*, njena današnja, odmaknjena sorodnica sodi med precej aktivno infavno (Gould, 1969, 1125). Priključitev podvrste *Myophoria kefersteini* subsp. k vagilni infavni je postala verjetna s Stanlyjevo (1970, 78) navedbo, da imajo vse današnje školjke vagilne infavne, s poševno postavljeno ravnino stika obeh lupin, nesimetrični lupini.

Zaenkrat je podmena o podvrsti *Myophoria kefersteini* subsp. kot poševni vagilni infavni samo druga možnost poleg morfološke adaptacije na hitro poševno vkopavanje v substrat.

Pri obravnavi avtekologije v različkih biotopa raziskovanega nahajališča se bom opiral predvsem na ekofenotipe trigonodusne favne, na katerih se najlepše zrcali okolje.

Značilnost naddružine Unionacea je velika ekološka spremenljivost lupin (Cox et al., 1969b, N 413).

Skladna z dosedanjimi opazovanji je ugotovitev, da je razgibanost vodnega okolja vplivala samo na tisto školjčno favno, ki sem jo ugotovil kot semiinfavno. V trigonodusni semiinfavni ločim tri ekofenotipe (tabela 7, sl. 35–37).

Avtekologija školjčne favne biotopa Gr 11–17 je bila prilagojena na razgibano vodno okolje. Sesilna in bisusna epifavna (*Lopha* sp., *Bakevellia (Bakevelloides)* sp.) in močno stabilizirana semiinfavna *(Pachycardia rugosa)* sta dominantni.

Tudi *Pseudomyoconcha lombardica*, verjetno z bisusi pritrjena semiinfavna, je bila kot prilagojena.

Podrejeno nastopa stabilizirana infavna. Trigonodusna favna se pojavlja količinsko popolnoma podrejeno v plasti Gr 11, kjer dinamičnost okolja še ni bila izrazita.

Močne populacije rodov *Trigonodus* in *Myophoria* razlagam s štirimi ekološkimi dejavniki:

1. z brakičnostjo, ki je izključila kompetencijo in nekatere predatorje (ehinoderme)
2. z dovoljno količino hrane
3. s primernim substratom, ki pa ni dovoljeval naselitve epifavne, in
4. z odsotnostjo predatorjev (polžev in ehinodermov).

Populacija vrste *Myophoria kefersteini* je šibkejša od populacije trigonodusov (cf. tabela 5, sl. 38). Upor okolja, mislim brakičnost, je bil zanjo močnejši kot za trigonoduse.

Količinska sestava vrst školjčne favne na raziskovanem nahajališču (sl. 38) kaže uspešnost semiinfavne. Bila je uspešnejša pri lovljenju hrane. Hitrost in globina vkopavanja pa nista bila selekcijska faktorja, saj okolje ni bilo turbulentno in substrat stabilen, in ni bilo predatorjev.

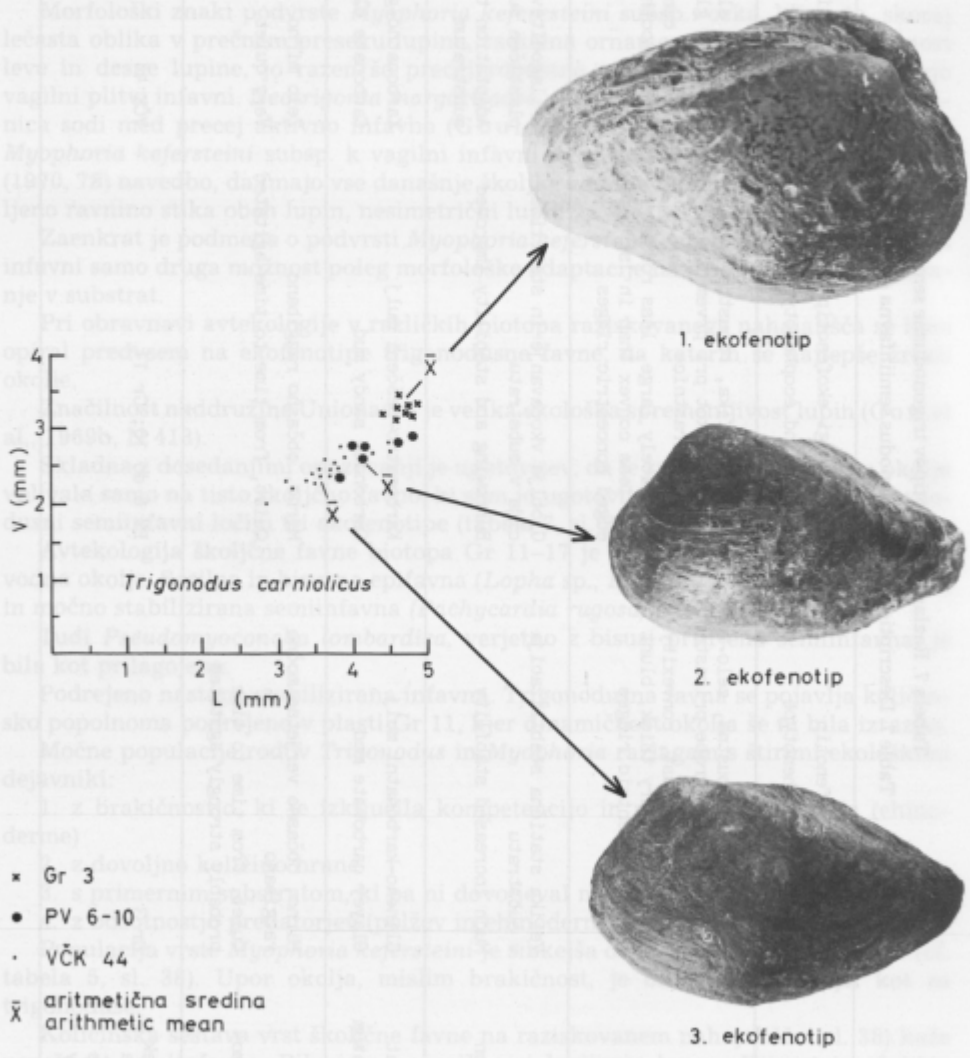
Tabela 7. Razlaga ekofenotipov trigonodusne semiinfavne

Table 7. Description of the trigonodus semiinfavna ecophenotypes

	Prvi ekofenotip First ecophenotype	Drugi ekofenotip Second ecophenotype	Tretji ekofenotip Third ecophenotype
Oblika Form	Velika, zelo robustna, zelo konveksna, težka, grobe prirastnice Large, very robust, convexity high, heavy-very thick, blunt robust concentric ridges	Srednje velika, robustna in manj konveksna kot pri prvem tipu, močne prirastnice Moderately large, less robust and less convex than in 1st type, edged concentric ridges	Gracilna, slabo konveksna, vrh neznaten, gladka Gracile, convexity weak, beak thin, smooth
Namen Function	Velika statična stabilizacija v substratu Much increased stability	Globlje vkopavanje in stabilizacija v substratu Burrowing and stability improved	Prilagoditev na fizikalno zelo plastičen substrat Adaptation to very plastic substratum
Substrat Substratum	Glineno-karbonatni mulj Clayey carbonate mud	Karbonatno-peščeni mulj Carbonate sandy mud	Karbonatno-glineni mulj Carbonate clayey mud
Okolje Water movement	Mirno, občasno verjetno močno razgibano Quiet, from time to time probably strongly agitated	Mirno, občasno razgibano Quiet, from time to time agitated	Zelo mirno Very quiet
Različek biotopa Biotope variety	Gr 3	PV 6 do 10; Gr 11	VČK 44

Pogoji nastanka in nastajanje opisanih novih vrst in podvrste

Runnegar in Newell (1971) ter Newell in Boyd (1975, 59) so pri školjkah opazili lastnost eksplozivnega nastanka novih oblik v zelo kratkem geološkem času, npr. v teku enega milijona let. Naenkratna radiacija se je pojavljala v novih, dovolj stabilnih in izoliranih adaptivnih conah. Nastanka vrst in podvrst na raziskanem nahajališču ne uvrščam v selektivno, ampak v hitro simpatrično adaptivno speciacijo in subspeciacijo.



Sl. 35. L–V diagram ekofenotipov vrste *Trigonodus carniolicus*

Fig. 35. L–V diagram illustrating the differences in ecophenotypes of the *Trigonodus carniolicus*

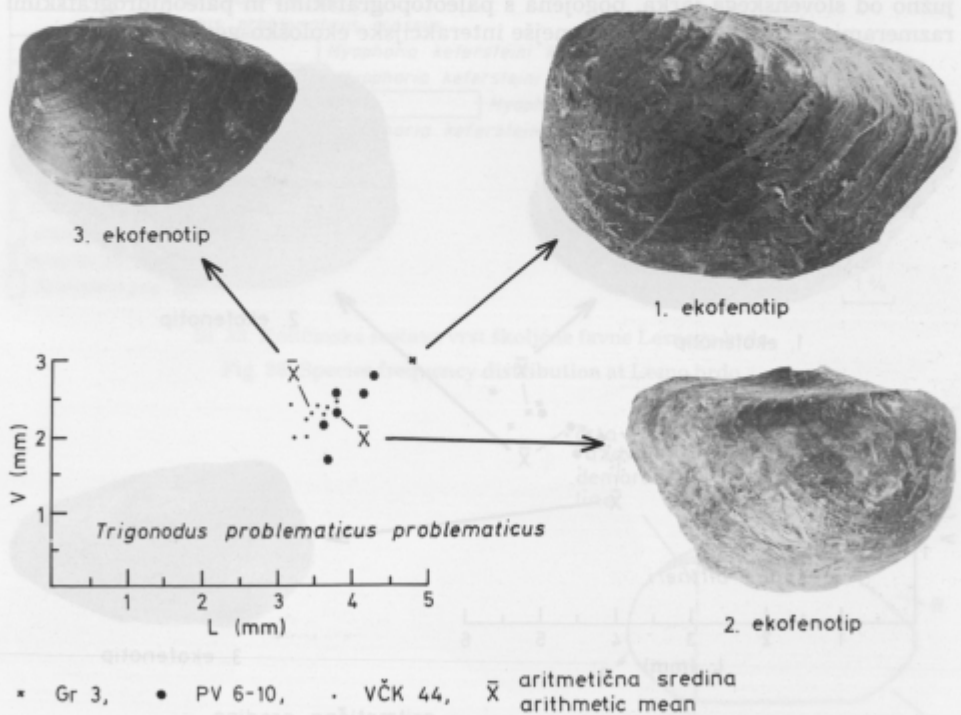
S prihodom rodu *Trigonodus* v novo nastalo nezavzeto adapcijsko cono so se mu vrste pričele prilagajati. Stalni tip muljastega substrata je omogočil adaptivno radiacijo. Mogoča pa je bila šele takrat, ko so bile populacije sposobne zavzeti prazne ekološke niše.

Slika 39 kaže radialne komponente rasti pri rodu Unionoida.

V rodu *Trigonodus* so geni različno kontrolirali komponente rasti, kot kaže sl. 40. Z različno kontrolo rasti je bil izpolnjen naslednji pogoj za zavzetje ekoloških niš, ki so se, kot domnevam, razlikovale v globini, kotu in hitrosti vkopavanja v sediment in trofični podskupini (cf. sl. 34). Ker ni bilo drugih ekoloških ekvivalentov, razen rodu *Myophoria*, ki pa je bil manj uspešen zaradi večjega upora okolja, izrazitejše kompeticije za ekološke niše ni bilo.

Katere močnejše genetske premike od že obstoječih tendenc kontrole komponent rasti predvidevam, kaže sl. 41.

Do močnejšega premika (premik v znaku je začetek evolucijskega procesa – Odum, 1971, 240) v kontroli rasti izhodnih znakov in akumulacije le-teh je verjetno prišlo zaradi prekrivanja ekoloških niš populacij izhodnih vrst na istem izoliranem prostoru. Prekrivanje populacij ima po Odumu (1971, 240) dvojno adaptacijsko prednost:



Sl. 36. L–V diagram ekofenotipov podvrste *Trigonodus problematicus problematicus*

Fig. 36. L–V diagram illustrating the differences in ecophenotypes of the *Trigonodus problematicus problematicus*

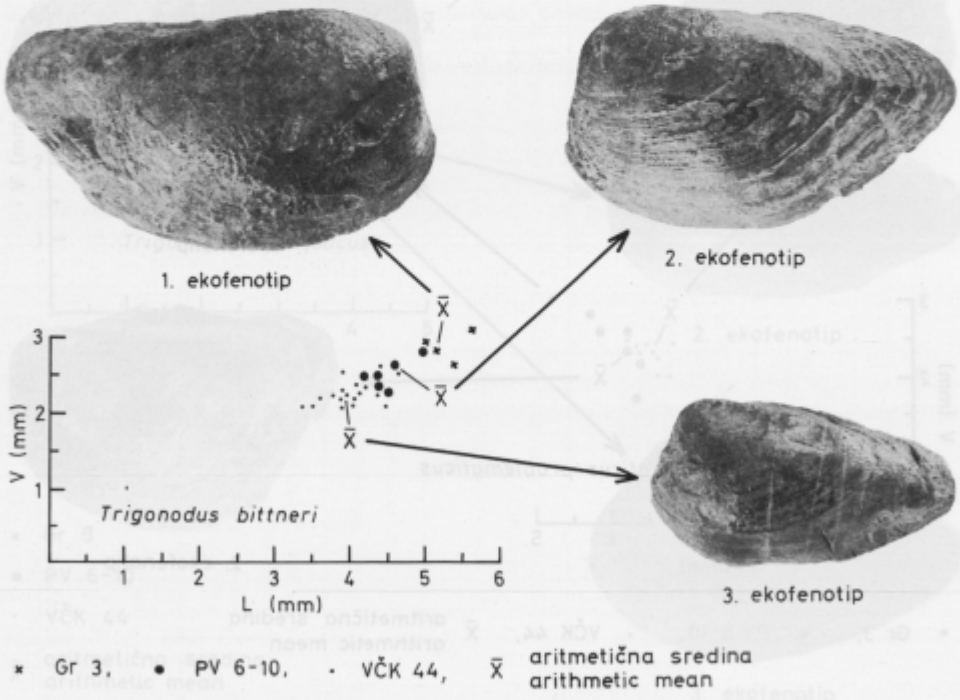
1. omogoči popolno spremembo niše in
2. omogoči genetsko razdvajanje od izhodnega genskega sklada, ker ni več izmenjave genov.

Novonastali fenotipi so videti specializirani in ker so zavzeli zelo ozke niše, niso variabilni. Specializacija nastopi običajno zaradi kompeticije med vrstami (Odum, 1971, 218).

Geološka opazovanja in raziskava biotopa ne nasprotujejo, temveč podpirajo podmeno o simpatričnem izvoru na raziskovanem nahajališču ugotovljenih novih vrst in podvrste.

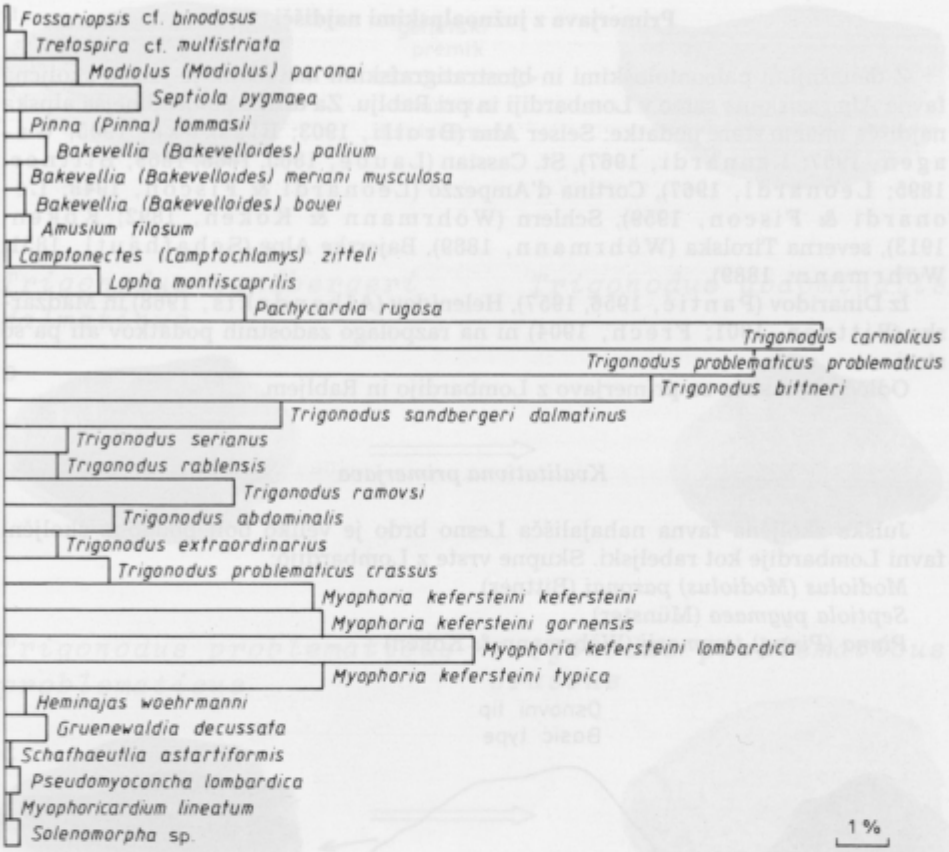
Med rodovoma *Trigonodus* in *Myophoria* opazimo adaptivno oziroma evolucijsko konvergenco (sl. 40, 42). Posebno pri školjkah je adaptivna konvergenca pogostna in tako močna, da lahko prestopa taksonomske meje (Stanley, 1970, 96). Pojavi se lahko popolna homeomorfija med nesorodnimi, toda ekološko podobnimi taksoni.

Prostor južno od lombardijskega in slovenskega jarka so naseljevale populacije rodu *Trigonodus* in vrste *Myophoria kefersteini*. Severno, pri Rablju, ne najdemo trigonodusne favne in ne opazimo nikakršnih fenotipskih premikov v populaciji vrste *Myophoria kefersteini*. Paleobiološka, fizikalno-kemična in geostrukturna opazovanja govore za različne paleotopografske in paleohidrografske razmere južno in severno od obeh jarkov. Spremenljivost fizikalno-kemičnih dejavnikov v ekosistemih južno od slovenskega jarka, pogojena s paleotopografskimi in paleohidrografskimi razmerami, je spodbudila intenzivnejše interakcijske ekološko-genetske procese.



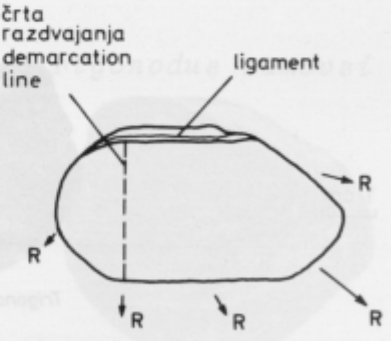
Sl. 37. L–V diagram ekofenotipov vrste *Trigonodus bittneri*

Fig. 37. L–V diagram illustrating the differences in ecophenotypes of the *Trigonodus bittneri*



Sl. 38. Količinska sestava vrst školjčne favne Lesnega brda

Fig. 38. Species frequency distribution at Lesno brdo



Sl. 39. Radialne komponente rasti pri rodu *Unionida*. Prirejeno po Cox in Nuttall, 1969

Fig. 39. Radial growth components of the *Unionida*. Adapted from Cox and Nuttall, 1969

Primerjava z južnoalpskimi najdišči

Z današnjimi paleontološkimi in biostratigrafskimi metodami je julska školjčna favna Alp raziskana samo v Lombardiji in pri Rablju. Za druga pomembnejša alpska najdišča imamo stare podatke: Seiser Alm (Broili, 1903; Blaschke, 1905; Waagen, 1907; Leonardi, 1967), St. Cassian (Laube, 1865, 1868, 1869; Bittner, 1895; Leonardi, 1967), Cortina d'Ampezzo (Leonardi & Fiscon, 1948; Leonardi & Fiscon, 1959), Schlern (Wöhrmann & Koken, 1892; Koken, 1913), severna Tirolska (Wöhrmann, 1889), Bajerske Alpe (Schafhäutl, 1851; Wöhrmann, 1889).

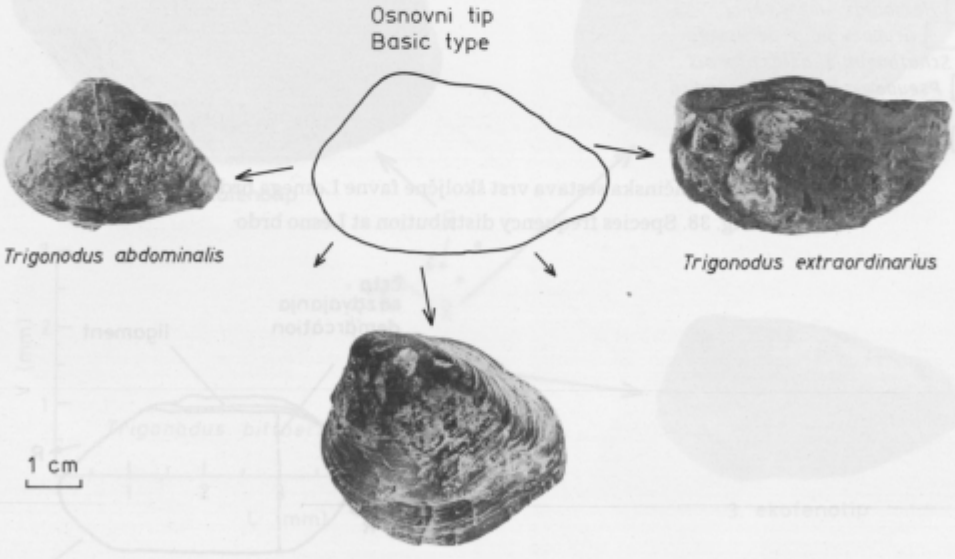
Iz Dinaridov (Pantić, 1956, 1957), Helenidov (Albandakis, 1968) in Madžarske (Bittner, 1901; Frech, 1904) ni na razpolago zadostnih podatkov ali pa so stari.

Odločil sem se le za primerjavo z Lombardijo in Rabljem.

Kvalitativna primerjava

Julska školjčna favna nahajališča Lesno brdo je veliko bolj podobna školjčni favni Lombardije kot rabeljski. Skupne vrste z Lombardijo:

Modiolus (Modiolus) paronai (Bittner)
Septiola pygmaea (Münster)
Pinna (Pinna) tommasii (Wöhrmann & Koken)



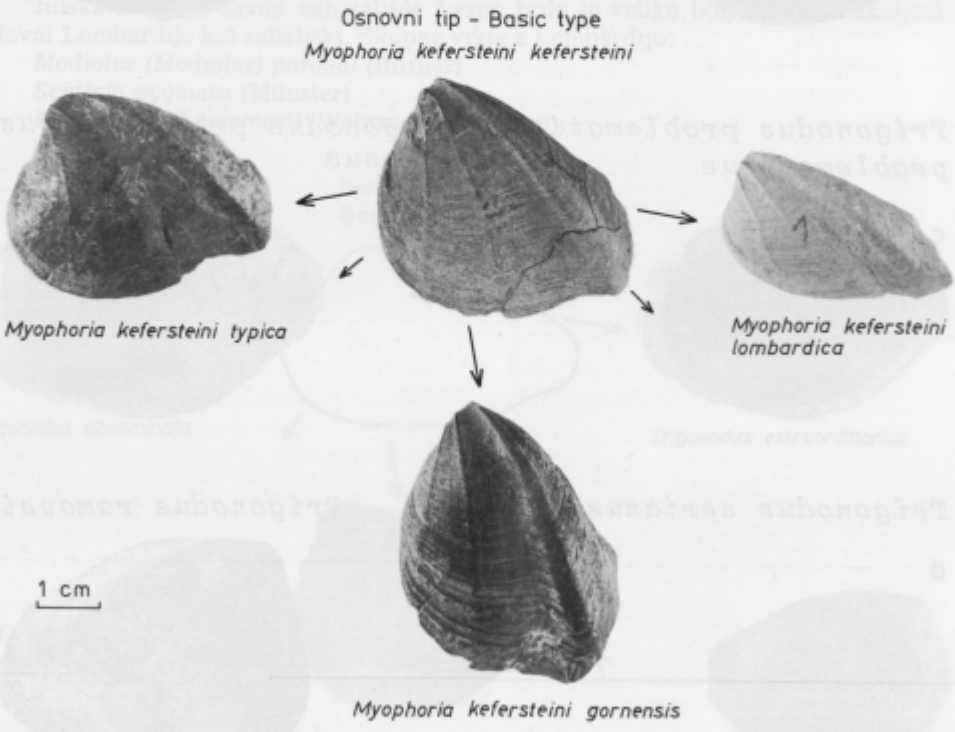
Sl. 40. V rodu *Trigonodus* so geni različno uravnavali komponente rasti

Fig. 40. New genetic controls of growth components in the *Trigonodus* in relation to the basic type of the control

Sl. 41. Domnevni genetski premiki v kontroli že obstoječih tendenc rasti

Fig. 41. Hypothetical genetic shifts from the old to the new character

Bakevellia (Bakevelloides) pallium (Stoppani)
Bakevellia (Bakevelloides) meriani musculosa (Stoppani)
Amusium filosum (Hauer)
Camptonectes (Camptochlamys) zitteli (Wöhrmann & Koken)
Pachycardia rugosa (Hauer)
Trigonodus carniolicus Bittner
Trigonodus problematicus (Klipstein)
Trigonodus bittneri Waagen
Trigonodus serianus Parona
Trigonodus sandbergeri dalmatinus Waagen
Myophoria kefersteini kefersteini (Münster & Goldfuss)
Myophoria kefersteini gornensis Varisco & Parona
Myophoria kefersteini lombardica Waagen
Heminajas woehrmanni Waagen
Schafhaeutlia astartiformis (Münster)
Pseudomyoconcha lombardica (Hauer)
Myophoricardium lineatum Wöhrmann



Sl. 42. Pri podvrstah vrste *Myophoria kefersteini* so geni podobno uravnavali komponente rasti kot pri vrstah rodu *Trigonodus*

Fig. 42. The genetic shifts in the growth components' control in the *Trigonodus* and *Myophoria kefersteini* are strikingly similar

Skupne vrste z Rabljem:
Pinna (Pinna) tommasii (Wöhrmann & Koken)
Bakevellia (Bakevelloides) bouei (Hauer)
Amusium filosum (Hauer)
Lopha montiscaprilis (Klipstein)
Myophoria kefersteini kefersteini (Münster & Goldfuss)
Schafhaeutlia astartiformis (Münster)
Solenomorpha sp.
Z Lombardijo imamo skupne skoraj vse vrste, skupaj 21, razen dveh: *Bakevellia (Bakevelloides) bouei* (Hauer) in *Lopha montiscaprilis* (Klipstein) in vseh novih. Z rabeljsko favno imamo skupnih 7 vrst.

Kvantitativna primerjava

Podobnost med primerjanimi najdišči podajam številčno s Simpsonovim, Jaccardovim in Dicovim koeficientom podobnosti:

$$S = \frac{100k}{B}$$ (cf. Raup & Crick, 1979)

S – Simpsonov koeficient podobnosti
k – število enot skupnih vzorcu A in B
B – število enot manjšega vzorca (B < A)

$$J = \frac{k}{A+B-k}$$ (cf. Raup & Crick, 1979)

J – Jaccardov koeficient podobnosti

$$D = \frac{2k}{A+B}$$ (cf. Raup & Crick, 1979)

D – Dickov koeficient podobnosti

Vidik koeficientov podobnosti so obširneje razložili Cheetham in Hazel (1969), Raup in Crick (1979) ter Sneath in Sokal (1973).

Simpsonov koeficient podobnosti ne da vedno pravega primerjalnega rezultata (Raup & Crick, 1979, 1213), zato sem uporabil še Jaccardov in Dickov koeficient podobnosti.

Lesno brdo – B = 27 vrst
Lombardija – A = 53 vrst
Rabelj – C = 24 vrst
k_{BA} = 21 vrst
k_{BC} = 7 vrst
k_{AC} = 16 vrst

Lesno brdo : Lombardija
S = 77,7 J = 0,36 D = 0,53
Lesno brdo : Rabelj
S = 29,2 J = 0,16 D = 0,27
Rabelj : Lombardija
S = 66,6 J = 0,21 D = 0,42

Favnistična podobnost med najdiščema Lesno brdo in Lombardijo je večja kot med Rabljem in Lombardijo. Najdišči Lesno brdo in Rabelj sta si po fosilni školjčni favni najmanj podobni.

Paleobiogeografske razlike so lahko nastale zaradi ekološke, geografske in evolucijske prepreke.

Po pregledu del, citiranih na začetku poglavja, sklepam, da karnijska školjčna favna v južnih Alpah ni bila geografsko omejena na province. Domnevam, da v srednjem karniju, ko je bil višek regresije, jarki niso popolnoma onemogočili migracije. Ugotovljene paleobiogeografske razlike imajo ekološki vzrok, ki je uravnaval taksonomsko sestavo združb. Povzročil pa je še evolucijske procese in evolucijske ovire.

Biostratigrafija in kronostratigrafija

Pregled biostratigrafije raziskovanega nahajališča, napravljen po biofaciesu školjčne favne in biostratigrafske ugotovitve, dobljene z biokronološko primerjavo školjčnih biofaciesov Lombardije, Rablja in Lesnega brda, odkrivajo biofacialne in biokronološke razlike med nahajališči.

Biostratigrafija raziskovanega nahajališča po biofaciesu školjčne favne

Na preiskovanem ozemlju ne moremo spremljati sprememb v školjčnem biofaciesu na prehodu iz cordevola v jul, ker je jul odložen transgresivno na cordevol.

Na najdišču Lesno brdo dobimo prve makrofosilne ostanke približno 10 m nad bazalnimi konglomerati (nivo Gr 2). Trigonodusi (*Trigonodus* sp.), mioforije (*Myophoria* sp.), heminajasi (*Heminajas* cf. *woehrmanni*), solenomorfe (*Solenomorpha* sp.), pektenidne školjke in polži (*Tretospira* cf. *multistriata*) so večinoma tako zdrobljeni, da jim je težko določiti vrsto. Prve določljive fosile dobimo nad naslednjo, 20 do 30 cm debelo skrilavo plastjo jalovinskega premoga, to je v glineno apnenčevi plasti Gr 3, s katero se pričenja 20 m debela apnenčevo-lapornoskrilava skladovnica. Tam so *Modiolus (Modiolus) paronai, Septiola pygmaea, Pinna (Pinna) tommasii, Camptonectes (Camptochlamys) zitteli, Trigonodus carniolicus, Trigonodus problematicus problematicus, Trigonodus bittneri, Myophoria kefersteini* subsp., *Gruenewaldia decussata* in *Schafhaeutlia astartiformis*. V naslednjih dveh skrilavih lapornih plasteh Gr 5 in 7 dobimo že zgoraj omenjeno trigonodusno favno. Navzgor je profil pokrit na razdalji meter in pol. V višjih plasteh se vrste *Septiola pygmaea, Pinna (Pinna) tommasii, Camptonectes (Camptochlamys) zitteli* in *Schafhaeutlia astartiformis* ne pojavljajo več. Plasti nad hiatom, ki so odkrite v ZČK, so prazne vse do osmega nivoja VČK. Do sem še seže *Heminajas woehrmanni* in tu, sedem metrov nad začetkom fosilnonosne skladovnice oziroma približno dvajset metrov nad bazo jula se prvič pojavi *Lopha montiscaprilis*. K trem trigonodusnim vrstam *Trigonodus carniolicus, Trigonodus problematicus problematicus, Trigonodus bittneri*, se pridružijo *Trigonodus serianus, Trigonodus rablensis, Trigonodus sandbergeri dalmatinus, Trigonodus ramovsi* in podvrsti *Trigonodus problematicus crassus* zelo podobna oblika, ki jih pogrešamo v spodnjih plasteh. Prvič so zanesljivo ugotovljene *Myophoria kefersteini kefersteini, Myophoria kefersteini lombardica* in *Myophoria kefersteini typica*. Favna je v naslednjih petih metrih izredno revna.

Zamrtje v osrednjem delu skladovnice se sprevrže v postopno razbohotenje školjčne favne (cf. sl. 15) na začetku zgornjega dela skladovnice, ki ga označuje krajše poplitvenje. Tedaj so se odložili peščeni laporji z rastlinskimi ostanki in skrilavi jalovinski premog. Sedaj se pridružita trigonodusom še *Trigonodus abdominalis* in prvič zanesljiva podvrsta *Trigonodus problematicus crassus*. Prvič je ugotovljena *Myophoria kefersteini gornensis*. Enkrat samkrat se pojavi *Myophoricardium lineatum*. V najvišjih nivojih skladovnice Gr 11, 13, 17, ZČK 54 in VČK 44 prvikrat zasledimo vrste: *Bakevellia (Bakevelloides) pallium, Bakevellia (Bakevelloides) meriani musculosa, Bakevelia (Bakevelloides) bouei, Amusium filosum, Lopha* sp., *Pachycardia rugosa, Pseudomyoconcha lombardica*. Pojavi se še ena nova vrsta *Trigonodus extraordinarius*. Sledilo je nenadno in vsesplošno izginotje.

Biostratigrafijo školjčne favne kaže sl. 43.

Biofacialne in biokronološke razlike in podobnosti

1. V Lombardiji izumre *Trigonodus bittneri* v zgornjem cordevolu. Drugi trigonodusi, *Pachycardia rugosa* in *Heminajas woehrmanni* izginejo na meji cordevol-jul ali pa v spodnjem julu. Allasinazova (1966, 632, 633, 634, 637, 638, 639, 681, 683, 686, sl. 8 in razpredelnica 1) ni dosledna pri datiranju izumrtja omenjenih vrst. Na raziskovanem nahajališču dobimo vse zgoraj naštete rodove, razen *Heminajas woehrmanni* v zgornjem delu skladovnice skupaj z vrstami, ki so značilne za zgornji jul in tuval.

2. *Bakevellia (Bakevelloides) bouei*, predvsem pa *Lopha montiscaprillis*, ki sta vodilni za tuvalske plasti pri Rablju (Allasinaz, 1966, 654, 640), se pri nas pojavita že zelo zgodaj. Prva, *B. (Bakevelloides) bouei* v zgornjem delu apnenčeve-laporno-skrilave skladovnice, *Lopha montiscaprillis* pa že na prehodu spodnjega dela skladovnice v njen osrednji del – približno 20 m nad bazalnimi konglomerati.

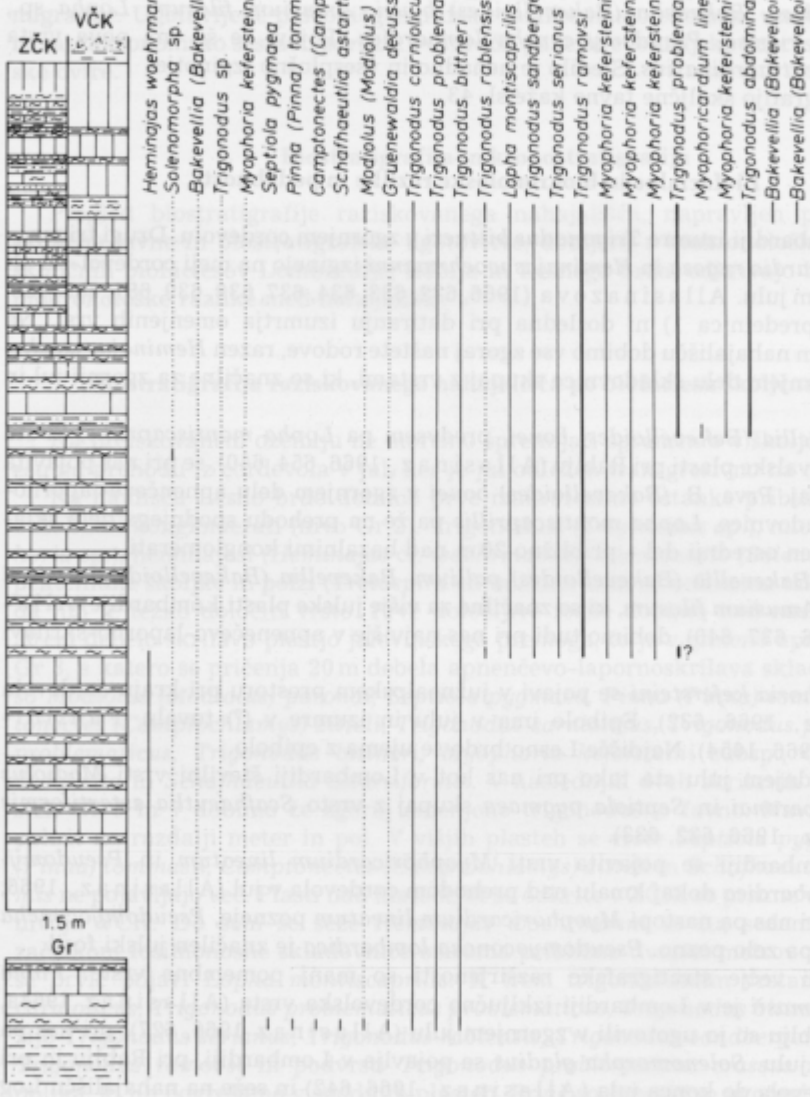
3. Vrste *Bakevellia (Bakevelloides) pallium, Bakevellia (Bakevelloides) meriani musculosa, Amusium filosum*, ki so značilne za višje julske plasti Lombardije (Allasinaz, 1966, 637, 640), dobimo tudi pri nas najvišje v apnenečevo-laporno-skrilavi skladovnici.

4. *Myophoria kefersteini* se pojavi v južnoalpskem prostoru pri kraju cordevola (Allasinaz, 1966, 632). Epibolo ima v julu in izumre v (?) tuvalu (Fantini-Sestini, 1966, 1054). Najdišče Lesno brdo se ujema z epibolo.

5. V spodnjem julu sta tako pri nas kot v Lombardiji številni vrsti *Modiolus (Modiolus) paronai* in *Septiola pygmaea* skupaj z vrsto *Scafhaeutlia astartiformis* (Allasinaz, 1966, 632, 633).

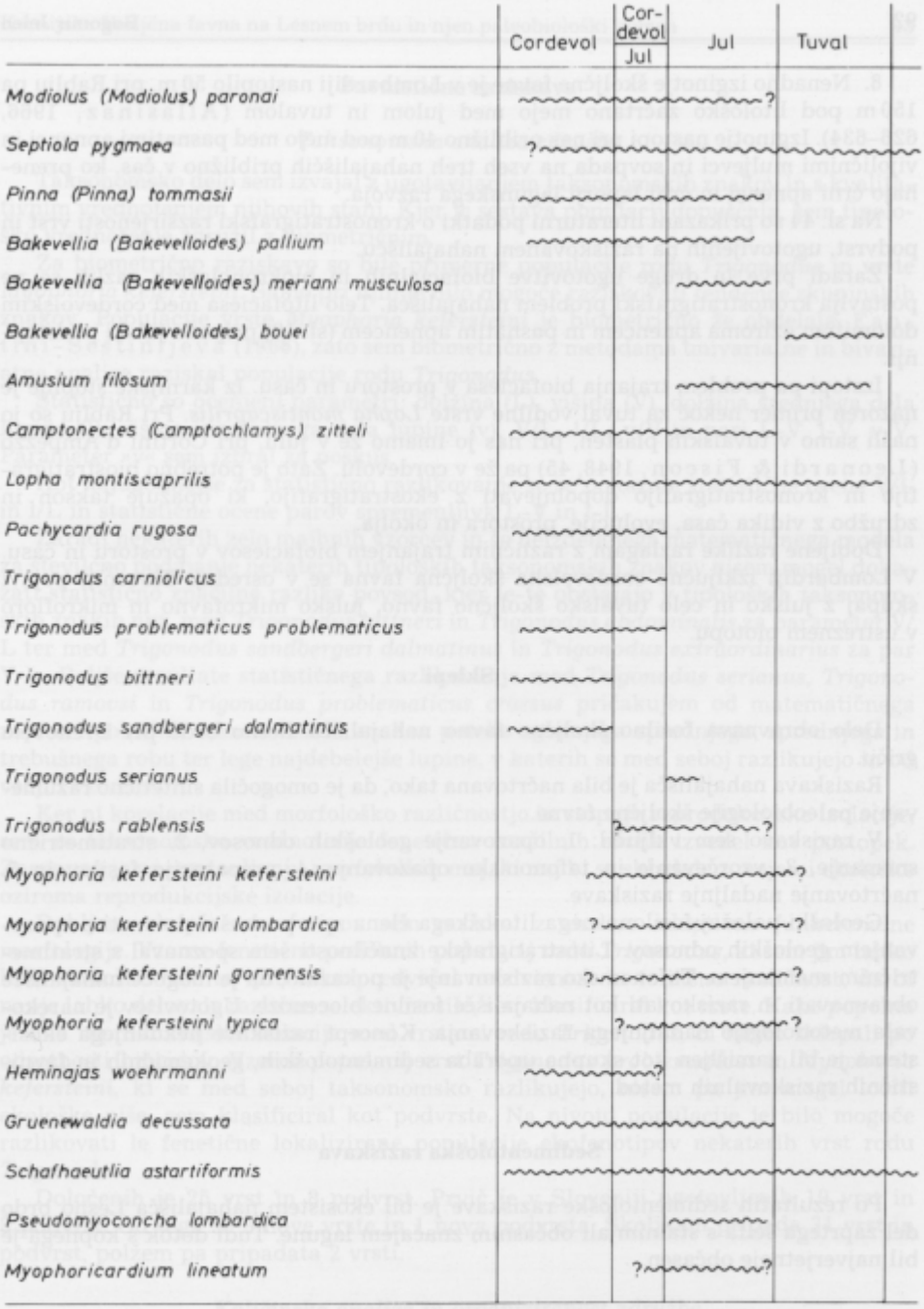
6. V Lombardiji se pojavita vrsti *Myophoricardium lineatum* in *Pseudomyoconcha lombardica* dokaj kmalu nad prehodom cordevola v jul (Allasinaz, 1966, 632, 633). Pri nas pa nastopi *Myophoricardium lineatum* pozneje, *Pseudomyoconcha lombardica* pa zelo pozno. *Pseudomyoconcha lombardica* je značilen julski fosil.

7. Zaradi večje stratigrafske razširjenosti so manj pomembne vrste: *Pinna (Pinna) tommasii* je v Lombardiji izključno cordevolska vrsta (Allasinaz 1964a, 192), pri Rablju so jo ugotovili v zgornjem julu (Allasinaz 1966, 627), pri nas pa v spodnjem julu. *Solenomorpha gladius* se pojavlja v Lombardiji, pri Rablju in pri nas od cordevola do konca jula (Allasinaz, 1966, 642) in seže na nahajališču Log pod Mangrtom še v tuval. Tudi *Gruenewaldia decussata* je cordevolska in julska vrsta (Allasinaz, 1966, 699).



Sl. 43. Biostratigrafija školjčne favne Lesnega brda

Fig. 43. Biostratigraphy of bivalvian macrofavna at Lesno brdo



Sl. 44. Kronostratigrafska razširjenost vrst in podvrst, ugotovljenih na Lesnem brdu po literaturnih podatkih

Fig. 44. Chronostratigraphic ranges of the bivalvian taxa of Lesno brdo gathered from various authors

8. Nenadno izginotje školjčne favne je v Lombardiji nastopilo 50 m, pri Rablju pa 150 m pod litološko začrtano mejo med julom in tuvalom (Allasinaz, 1966, 626–634). Izginotje nastopi pri nas približno 40 m pod mejo med pasnatimi apnenci in vijoličnimi muljevci in sovpada na vseh treh nahajališčih približno v čas, ko prenehajo črni apnenci in črni laporji lagunskega razvoja.

Na sl. 44 so prikazani literaturni podatki o kronostratigrafski razširjenosti vrst in podvrst, ugotovljenih na raziskovanem nahajališču.

Zaradi prve in druge ugotovitve biofacialnih in biokronoloških razlik se ne postavlja kronostratigrafski problem nahajališča. Telo litofaciesa med cordevolskim dolomitom oziroma apnencem in pasnatim apnencem (sl. 10) pripada julski podstopnji.

Izstopi pa problem trajanja biofaciesa v prostoru in času. Iz karnijske stopnje je nazoren primer nekoč za tuval vodilne vrste *Lopha montiscaprilis*. Pri Rablju so jo našli samo v tuvalskih plasteh, pri nas jo imamo že v julu, pri Cortini d'Ampezzo (Leonardi & Fiscon, 1948, 45) pa že v cordevolu. Zato je potrebno biostratigrafijo in kronostratigrafijo dopolnjevati z ekostratigrafijo, ki opazuje takson in združbo z vidika časa, evolucije, prostora in okolja.

Dobljene razlike razlagam z različnim trajanjem biofaciesov v prostoru in času. V Lombardiji izključno cordevolska školjčna favna se v osrednji Sloveniji pojavi skupaj z julsko in celo tuvalsko školjčno favno, julsko mikrofavno in mikrofloro v ustreznem biotopu.

Sklepi

Delo obravnava fosilno školjčno favno nahajališča Lesno brdo pri Drenovem griču.

Raziskava nahajališča je bila načrtovana tako, da je omogočila sintetično razumevanje paleobiologije školjčne favne.

V raziskavo sem vključil: 1. opazovanje geoloških odnosov, 2. stratimetrično snemanje, 3. vzorčevanje in tafonomsko opazovanje, 4. preparacijo fosilov in 5. načrtovanje nadaljnje raziskave.

Geološki položaj fosilonosnega litološkega člena sem poskušal doumeti z opazovanjem geoloških odnosov. Litostratigrafske značilnosti sem spoznaval s stratimetričnim snemanjem. Tafonomsko raziskovanje je pokazalo, da je mogoče nahajališče obravnavati in raziskovati kot nahajališče fosilne biocenoze. Ugotovitev je narekovala metodologijo nadaljnjega raziskovanja. Koncept raziskave nekdanjega ekosistema je bil zamišljen kot skupna uporaba sedimentoloških, geokemičnih in favnističnih raziskovalnih metod.

Sedimentološka raziskava

Po rezultatih sedimentološke raziskave je bil ekosistem nahajališča Lesno brdo del zaprtega šelfa s stalnim ali občasnim značajem lagune. Tudi dotok s kopnega je bil najverjetneje občasen.

Geokemična raziskava

Geokemična raziskava biotopa in rezultati so priobčeni v članku Dolenca in Jelena (1987).

Favnistična raziskava

Taksonomska analiza združbe

Taksonomsko delo sem izvajal z ugotavljanjem taksonomskih znakov in s kvalitativnim vrednotenjem njihovih stanj. Kjer je sestava populacij dopuščala, sem tipološko vrednotenje združil z biometričnim.

Za biometrično raziskavo so bile primerne populacije rodu *Trigonodus* in vrste *Myophoria kefersteini*. Samo pri njih je bilo mogoče raziskovati tendence skupinskih znakov. Populacije vrste *Myophoria kefersteini* je biometrično že obdelala Fantini-Sestinijeva (1966), zato sem biometrično z metodama univariatne in bivariatne analize raziskal populacije rodu *Trigonodus*.

Statistično so ocenjeni parametri: dolžina (L), višina (V), dolžina srednjega dela lupine (l), višina ventralnega dela lupine (v), V/L, l/L, v/V in pari L-V, l-V, v-V. Parameter »v« sem izbral za poskus.

Kot najugodnejše za statistično razlikovanje so se pokazale statistične ocene V/L in l/L in statistične ocene parov spremenljivk L-V in l-L.

Zaradi nekaterih zelo majhnih vzorcev in še neizdelanega matematičnega modela za številčno podajanje nekaterih tipoloških taksonomskih znakov nisem mogel dokazati statistično značilne razlike povsod, kjer le-te obstajajo v tipoloških taksonomskih znakih npr. med *Trigonodus bittneri* in *Trigonodus abdominalis* za parameter V/L ter med *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* in *Trigonodus extraordinarius* za par V-L. Boljše rezultate statističnega razlikovanja med *Trigonodus serianus, Trigonodus ramovsi* in *Trigonodus problematicus crassus* pričakujem od matematičnega zapisa tipoloških taksonomskih znakov poteka zgornjega sprednjega, sprednjega in trebušnega robu ter lege najdebelejše lupine, v katerih se med seboj razlikujejo in od večjih vzorcev.

Ker ni korelacije med morfološko različnostjo in stopnjo reprodukcijske izolacije, sem za taksonomsko vrednotenje fenetično značilnih razlik izvedel nov postopek. Zasnovan je na ugotavljanju morfoloških mej, ki naj bi se skladale z mejami ekološke oziroma reprodukcijske izolacije.

Dobljene skupine morfotipov sem raziskal z analizo adaptivne funkcionalne morfologije. Vzorce fenetično podobnih populacij rodu *Trigonodus*, ki sem jim lahko ločil ekološke niše ter jim tako predvidel neodvisnost in tolikšno različnost, da bi nanje lahko delovale različne selektivne sile, sem klasificiral kot vrste. Kako popolna je bila reprodukcijska izolacija med vrstami rodu *Trigonodus*, bi lahko sklepali po odsotnosti hibridov. Vzorce populacij vrst *Trigonodus problematicus* in *Myophoria kefersteini*, ki se med seboj taksonomsko razlikujejo, nisem pa jim mogel ločiti ekološke niše, sem klasificiral kot podvrste. Na nivoju populacije je bilo mogoče razlikovati le fenetične lokalizirane populacije ekofenotipov nekaterih vrst rodu *Trigonodus*.

Določenih je 25 vrst in 8 podvrst. Prvič je v Sloveniji ugotovljenih 19 vrst in 8 podvrst. Od tega so 3 nove vrste in 1 nova podvrsta. Školjkam pripada 31 vrst in podvrst, polžem pa pripadata 2 vrsti.

Količinska analiza in organiziranost združbe

Školjke predstavljajo 99,5 % celotne favne, polži le 0,5 %. Drugih fosilnih metazojev, razen sledov delovanja anelidov ponekod v fosilonosni skladovnici in zelo redkih solitarnih koral v Gr 2, na najdišču ni.

Združba je ekstremno organizirana. Dominantnost v relativni številčnosti je zelo visoka (*Trigonodus* sp. 58,5 %, *Myophoria* sp. 27,1 %, skupaj 85,6 %). Prisotnost enote *Trigonodus* sp. je 91 %, enote *Myophoria* sp. pa 74 %. Gostota in raznolikost sta v povprečju zelo majhni. Dobljeni indeks značaja enot in vzorcev so značilni za združbe biotopov z močnim ekološkim pritiskom.

Ekološki pritisk, ki je urejal sestavo združbe najdišča Lesno brdo pripisujem miksohalinim razmeram.

Ker v biocenozi nahajališča Mlinše pri Zagorju ni enote *Trigonodus* sp., po analizi izotopske sestave kisika in ogljika pa je bila tam voda bolj slana kot na Lesnem brdu, sklepam, da norma reakcije rodu *Trigonodus* ni popolnoma prekrivala norme reakcije vrste *Myophoris kefersteini* v smeri proti morski slanosti.

Razlike med indeksi značaja vzorcev kažejo, da ekološki pritisk v prostoru ni bil povsod enako močan.

V navpični smeri je mogoče zaznati vsaj tri ekološke preobrate: 1. na prehodu spodnjega dela v srednji del apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice, 2. na prehodu srednjega dela v zgornji del skladovnice in 3. na prehodu zgornjega dela skladovnice v zgornji klastični člen.

V vodoravni smeri ločim v zgornjem delu apnenčevo-lapornoskrilave skladovnice tri različke biotopa: 1. VČK 30–44: indeksi značaja vzorcev so višji kot v ZČK 28–54, 2. ZČK 28–54, 3. Gr 11–17: od VČK 30–44 in ZČK 28–54 se razlikuje po taksonomski in količinski sestavi ter v avtekologiji školjčne favne.

Po rezultatih stratimetrične raziskave in avtekologiji v različkih biotopov sta ekološki pritisk v navpični in vodoravni smeri izvajala še globina vode in dinamika vodnega okolja.

Nizke in zanemarljive vrednosti indeksov značaja enot razlagam s poskusom naselitve neugodnega biotopa in tafocenozo. Glede načina prehranjevanja je bila združba slabo organizirana. Plitvi in nizki filtratorji so zastopani s 97 %. V podrobnostih pa vendarle opazimo organiziranost združbe na nizke in plitve filtratorje, ki so imeli trofične niše urejene po nivojih, na katerih so filtrirali suspenzijo.

Značilna je odsotnost jedcev sedimenta. Količina organske snovi v sedimentu je bila tolikšna, da je njen razpad v anaerobnih razmerah zastrupljal substrat s H_2S.

Delovanje združbe

Raziskava kaže, da je trigonodousna in mioforiidna favna naseljevala plitvi sublitoral. Prilagojena je bila na substrat, ki je ponovno prehajal v suspenzijo.

S primerjalno raziskavo funkcionalne adaptivne morfologije sem določil ekološke niše vrstam in podvrstam pahikardiidne in mioforiidne favne.

Niše smeri, hitrosti in globine vkopavanja: *Pachycardia rugosa* in *Trigonodus carniolicus* sta se vkopavala zelo počasi, zložno poševno in plitvo – semiinfavna. *Trigonodus problematicus problematicus* in *Trigonodus problematicus crassus* sta se vkopavala počasi, zložno poševno in srednje globoko – semiinfavna. *Trigonodus bittneri* se je vkopaval hitreje kot predhodne vrste, strmo poševno in globoko – semiinfavna. *Trigonodus extraordinarius* se je vkopaval hitro, skoraj navpično in zelo globoko – semiinfavna do plitva infavna. *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* se je vkopaval hitro in dokaj poševno – plitva infavna. *Trigonodus serianus* se je vkopaval hitro in zložno poševno – plitva infavna. *Trigonodus abdominalis* se je med trigonodusi vkopaval najhitreje in navpično – plitva infavna. *Trigonodus ramovsi* se

je vkopal navpično z ventralnim robom – plitva infavna. Podvrste vrste *Myophoria kefersteini* so se vkopavale hitro. Asimetričnost lupin je znak prilagojenosti na poševno vkopavanje ali poševno premikanje v sedimentu – plitva infavna ali vagilna plitva infavna.

Trofične niše: *Pachycardia rugosa* in *Trigonodus carniolus* sta bila visoka nizka filtratorja. *Trigonodus problematicus problematicus, Trigonodus problematicus crassus* in *Trigonodus bittneri* so bili srednji nizki filtratorji. *Trigonodus extraordinarius* je bil zelo nizek nizki filtrator ali plitvi filtrator. *Trigonodus serianus, Trigonodus abdominalis* in *Trigonodus ramovsi* so bili plitvi filtratorji.

Podvrste vrste *Myophoria kefersteini* so bile plitvi filtratorji. Ker je zavzetje ekološke niše korak v reprodukcijsko izolacijo, je v tej točki raziskave prišlo do združitve fenetičnega in genetičnega koncepta vrste.

Skladna z dosedanjimi opazovanji je ugotovitev, da je razgibanost vodnega okolja vplivala samo na tisto školjčno favno, ki sem jo ugotovil kot semiinfavno. V trigonodusni semiinfavni ločim tri ekofenotipe. Populacija 1. ekofenotipa je naseljevala različek biotopa Gr 3, populacija 2. ekofenotipa različek PV 6–10 in Gr 11, populacija 3. ekofenotipa pa različek biotopa VČK 44.

Za različek biotopa Gr 11–17 je značilna sesilna in bisusna epifavna in močno stabilizirana semiinfavna *(Pachycardia rugosa)*, prilagojena na visok energijski indeks.

Močnost populacij rodov *Trigonodus* in *Myophoria* razlagam z miksohalinim biotopom, ki je izključil kompeticijo in nekatere predatorje (ehinoderme), zadostno količino hrane, primernim substratom in odsotnostjo predatorjev (polžev in ehinodermov).

Populacija vrste *Myophoria kefersteini* je šibkejša od populacije trigonodusov, ker je bil zanjo upor okolja (brakičnost) močnejši kot za trigonoduse.

Populacija semiinfavne je bila najmočnejša, ker je bila uspešnejša pri lovljenju hrane. Hitrost in globina ukopavanja pa nista bila selekcijska dejavnika.

Primerov smrtnosti pred gerontskim stadijem skoraj ni. To kaže na vsesplošno ugodne življenjske razmere.

Speciacija in subspeciacija

Nastanka novih vrst in podvrst ne uvrščam v selektivno, ampak v hitro simpatrično adaptivno speciacijo in subspeciacijo.

Od že obstoječih tendenc genske kontrole komponent rasti pri izhodnih vrstah predvidevam naslednje močnejše genetske premike: 1. od *Trigonodus bittneri* k *Trigonodus extraordinarius*, 2. od *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* k *Trigonodus abdominalis*, 3. od *Trigonodus problematicus problematicus* k *Trigonodus problematicus crassus*, 4. verjetno od *Trigonodus serianus* k *Trigonodus ramovsi*.

Do močnejšega premika v kontroli rasti izhodnih znakov in akumulacije le-teh je verjetno prišlo zaradi prekrivanja ekoloških niš populacij izhodnih vrst na istem izoliranem prostoru.

Med novimi vrstami rodu *Trigonodus* in podvrstami vrste *Myophoria kefersteini* je evolucijska konvergenca.

Spremenljivost fizikalno-kemičnih dejavnikov v ekosistemih južno od slovenskega in lombardijskega jarka, pogojena s paleotopografskimi in paleohidrografskimi razmerami, je spodbudila intenzivnejše interakcijske ekološko-genetske procese.

Ker nastanek novih vrst in podvrst ni bil selektiven, ampak so nastale s hitro simpatrično adaptivno speciacijo in subspeciacijo, znakov selektivnega uveljavljanja izolacijskih mehanizmov nisem našel. Selektivno favoriziranje fenetičnih znakov pa se v kratkem geološkem času še ni moglo pokazati.

Primerjava z južnoalpskimi najdišči

Glede na stopnjo raziskanosti najdišč julske školjčne favne v južni Evropi so za favnistično primerjavo primerna najdišča v Lombardiji in pri Rablju.

Z Lombardijo imamo skupnih 21 vrst (Simpsonov koeficient podobnosti je 77,7, Jaccardov 0,36 in Dickov 0,53). Z Rabljem imamo skupnih 7 vrst (Simpsonov koeficient podobnosti je 29,2, Jaccardov 0,16 in Dickov 0,27). Favnistična podobnost med Lesnim brdom in Lombardijo je večja kot med Rabljem in Lombardijo (Simpsonov koeficient podobnosti je 66,6, Jaccardov 0,21 in Dickov 0,42).

Ugotovljene paleobiogeografske razlike so nastale zaradi ekološke in evolucijske ovire.

Biostratigrafija in kronostratigrafija

Pahikardiidna favna izumre v Lombardiji v cordevolu ali na meji cordevol-jul. Na Lesnem brdu jo dobimo v julski podstopnji.

Mislim, da ta biokronološka razlika ne postavlja vprašanja kronostratigrafije najdišča Lesno brdo. Telo litofaciesa med cordevolskim dolomitom oziroma apnencem in pasnatim apnencem pripada julski podstopnji. Razliko razlagam z različnim trajanjem biofaciesa v prostoru in času. V Lombardiji izključno cordevolska školjčna favna se v osrednji Sloveniji pojavi skupaj z julsko in celo tuvalsko školjčno favno, julsko mikrofavno in mikrofloro v ustreznem biotopu.

Šele s komplementarnimi raziskavami drugih slovenskih nahajališč karnijske školjčne favne bo pričujoča raziskava povezana v celoto. Primerjalna raziskava biotopov nahajališč Lesno brdo, Mlinše pri Zagorju ob Savi in Log pod Mangrtom je komplementarno celoto šele nakazala.

Zahvala

Moje delo je skrbno usmerjal in me spodbujal mentor prof. dr. A. Ramovš. Masnospektrometrično analizo izotopske sestave kisika in ogljika je napravil in interpretiral dr. T. Dolenec. Raziskavo mikrofaciesa je opravil dr. B. Ogorelec. Računalniški program za izračun statističnih ocen je izdelal dr. M. Ribičič. Poglavje Biometrija je pregledal prof. dr. S. Pirc. Risali sta B. Cerar in M. Karer. Fotografije sta izdelala C. Gantar in M. Grm. Delo je ob zavzeti pomoči urednika prof. dr. S. Buserja vendarle tudi objavljeno.

Vsem se za dragocene nasvete, pomoč in sodelovanje iskreno zahvaljujem.

The Karnian bivalves (Mollusca) from Lesno brdo, Slovenia, NW Yugoslavia and their paleobiological significance

Summary

The paper deals with the fossil bivalve molusks fauna from the locality Lesno brdo near Drenov grič (Fig. la).

The investigation of the locality was designed in the way as to permit a synthetic understanding of paleobiology of this fauna.

The incipient investigation was carried out by (1) observation of geological relationships, (2) stratimetric surveying, (3) sampling and taphonomic observation, (4) preparation of inventory, and (5) planning of further investigation.

The author tried to define the geological position of the fossil-bearing lithological member by observation of geological relationships (Fig. 8–10). The lithostratigraphic characteristics have been established by stratimetric surveying (Figs. 11–14). Taphonomic investigation has proved that the locality can be considered and studied as a locality of fossil biocoenose. This conclusion dictated the methodology of further investigation. The concept of investigation of a former ecosystem was designed as a combined utilization of sedimentological, geochemical and faunistic research methods.

Sedimentological investigation

According to the results of sedimentological investigation the ecosystem of the Lesno brdo locality was a part of restricted shelf with permanent or temporary lagoon character. Also the supply from land was most probably only temporary (Table 4).

Geochemical investigation

Results of geochemical investigations of the biotope were published in the paper by Dolenec and Jelen (1987).

Faunistic study

Taxonomic analysis of community

The taxonomic analysis was cararied out by determination of taxonomic characters and by qualitative evaluation of their states. Where there the composition of populations was sufficient, the typological evaluation was combined with biometric evaluation.

Appropriate for biometric investigation were populations of genus *Trigonodus* and species *Myophoria kefersteini*. Only in these the group tendencies could be investigated. Populations of species *Myophoria kefersteini* were biometrically studied already by Fantini-Sestini (1966); this author therefore biometrically investigated by methods of uni – and bivariate analysis the populations of genus *Trigonodus*.

The parameters of length (L), height (V), anterior length (l), ventral height (v), V/L, l/L, v/V and pairs L-V, l-L, v-V were statistically estimated (Fig. 22, Table 1). The parameter "v" was selected for experiment.

The most appropriate for statistical discrimination turned out the statistical estimates V/L and l/L, and statistical estimates of pairs of variables L-V and l-L (Tables 2, 3). Due to several very small sample sizes and unsufficiently elaborated mathematical model for numerical expression of certain key characters, the statistical significance of differences could not have been established in all cases where there exist differences in typological taxonomic characters, e. g. between *Trigonodus bittneri* and *Trigonodus abdominalis* for parameter V/L, and between *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* and *Trigonodus extraordinarius* for pair V-L. Better results in statistical discrimination between *Trigonodus serianus, Trigonodus ramovsi* and *Trigonodus problematicus crassus* are expected from the matematical expression of run of the dorsal anterior, and of the anterior and ventral margins, as well as of the position of the maximum thickness of valve, in which they differ between each other and from larger samples.

Because no correlation exists between the morphologic dissimilarity and the degree of reproducive isolation, a new procedure was developed for taxonomic evaluation of phenetically significant differences. The procedure is based on establishing of morphological boundaries which should coincide with boundaries of ecological and reproductive isolation.

The established groups of morphotypes were studied with the analysis of adaptive functional morphology. The samples of phenetically similar populations of genus *Trigonodus* of which the ecological niches could be segregated, and by this the independence and such a degree of dissimilarity could be ascribed that various selective forces could have acted on them, were classified as species (Fig. 34). The degree of the reproductive isolation between species of genus *Trigonodus* can be deduced from the possible absence of hybrides. The samples of populations of species *Trigonodus problematicus* and *Myophoria kefersteini* which differ among each other taxonomically, but of which the ecological niches could not have been separated, were classified as subspecies. On the population level only the localized populations of ecophenotypes of certain species of genus *Trigonodus* could have been distinguished.

Determined were 25 species and 8 subspecies. For the first time in Slovenia 19 species and 8 subspecies were determined. Of these three are new species and one a new subspecies. To bivalves belong 31 species and subspecies, and to gastropods two species.

Quantitative analysis and organization of the community

Pelecypods represent 99.5% of total fauna, while gastropods only 0.5%. Other fossil metazoans are absent in the locality, with the exception of traces of annelid activity in places of the fossil-bearing succession, and very rare solitary corals in layer Gr 2.

The community was extremely organized (Table 5). Dominance in relative frequency is very high (*Trigonodus* sp. 58.5%, *Myophoria* sp. 27.1%, total 85.6%). The presence of the *Trigonodus* sp. unit is 91%, and of *Myophoria* sp. unit 74%. The density and diversity are on the average very low. The estimated indices of the ecological units and samples is assumed to be characteristic for the community of the biotope with a high ecological pressure.

The ecological pressure which controled the composition of the Lesno brdo community is attributed to mixohaline environment (Dolenec & Jelen, 1987).

Since the unit *Trigonodus* sp. does not occur in the assemblage of the locality Mlinše near Zagorje, and since the salinity of water there was higher than at Lesno brdo, as indicated by isotopic analyses of oxygen and carbon, it is assumed that the norm of reaction of genus *Trigonodus* does not cover entirely the norm of reaction of species *Myophoria kefersteini* in the direction of increasing salinity.

The differences between indices of samples indicate various spatial intensities of the ecological pressure.

In the vertical direction at least three ecological overturns can be detected: (1) at the passage of the lower part into the middle part of the limestone-marly succession, (2) at the passage from the middle into the upper part of the succession, and (3) at the passage from the upper part of the succession into the upper clastic member.

In the horizontal direction in the upper part of the limestone-marly succession three varieties of the biotope are distinguished (1) VČK 30–44: indices of samples are higher than in ZČK 28–54, (2) ZČK 28–54, (3) Gr 11–17: from VČK 30–44 and ZČK 28–54 it differs in taxonomical and quantitative composition, as well as in the autecology of the pelecypod fauna.

The results of stratimetric investigations and of autecology study indicate that the ecological pressure in vertical and horizontal directions was exerted also by the depth of water and the dynamics of the aquatic environment.

Low and neglectably low values of the indices of ecological units are explained by the attempt of settlement the unfavorable biotope and by taphocoenose. The community appears unstructurated with respect to the feeding (Table 6). Shallow and low filtrators are represented by 97%. In particularities the organization of the community into low and shallow filtrators can be observed; they had trophic niches arranged by levels on which they filtered suspension.

Typical is the absence of sediment feeders. However, the amount of organic matter in the sediment attained so high degrees that its decomposition in anaerobic conditions poisoned the substrate with H_2S.

Functioning of the community

As indicated by the investigation, the trigonodus and myophoriid fauna inhabited the shallow sublittoral. It was adapted to the substrate which repeatedly passed into suspension.

The ecological niches of species and subspecies of pachycardiid and myophoriid fauna were separated by comparative analysis of functional adaptive morphology (Fig. 34).

Niches of direction, rate and depth of burrowing: *Pachycardia rugosa* and *Trigonodus carniolicus* used to burrow very slowly, gently inclined and shallow – semiinfauna. The way of burrowing of *Trigonodus problematicus problematicus* and *Trigonodus problematicus crassus* was slow, gently inclined and medium deep – semiinfauna. The way of burrowing of *Trigonodus bittneri* was faster than with the afore mentioned species, steeply inclined and deep – semiinfauna. The way of burrowing of *Trigonodus extraordinarius* was fast, almost vertical and very deep – semiinfauna to shallow infauna. The way of burrowing of *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* was fast and quite inclined – shallow infauna. The way of burrowing of *Trigonodus serianus* was fast and moderately inclined – shallow infauna. Among

trigonodi *Trigonodus abdominalis* burrowed fastest and vertically – shallow infauna. The way of burrowing of *Trigonodus ramovsi* was vertical with ventral margin – shallow infauna. The way of burrowing of subspecies of the species *Myophoria kefersteini* was fast. Asymmetricity of valves is an indication of adaptation to inclined burrowing or inclined moving through sediment – shallow infauna or vagile shallow infauna.

Trophic niches: *Pachycardia rugosa* and *Trigonodus carniolicus* were high low filtrators. *Trigonodus problematicus problematicus, Trigonodus problematicus crassus* and *Trigonodus bittneri* were medium low filtrators, *Trigonodus extraordinarius* was very low low filtrator or shallow filtrator. *Trigonodus serianus, Trigonodus abdominalis* and *Trigonodus ramovsi* were shallow filtrators.

Subspecies of the species *Myophoria kefersteini* were shallow filtrators.

As the occupation of the ecological niche represent a step into reproductive isolation, at this point of the investigation the unison of the phenetic and genetic concepts of species appeared.

Conforming to present observations is the conclusion that the agitation of the aquatic environment influenced only that pelcypod fauna wich has been determined as semiinfauna., Among the trigonodus semiinfauna three ecophenotypes are distinguished by the writer (Table 7, Fig. 35–37).

The population of the 1st ecophenotype settled the variety of the biotope Gr 3, the population of the 2nd ecophenotype the variety PV 6–10 and Gr 11, and the population of the 3rd ecophenotype the variety of the biotope VČK 44.

For the variety of the biotope Gr 11–17 sessile and bisus epifauna and highly stabilized semiinfauna *(Pachycardia rugosa)* are characteristic, adapted to the high energy index.

The strenght of populations of genera *Trigonodus* and *Myophoria* (Fig. 38) is interpreted by mixohaline biotope which excluded competition and certain predators (echinoderms), with sufficient quantity of food, appropriate substrate and absence of predators (gastropods and echinoderms).

The population of species *Myophoria kefersteini* is weaker than the population of the genus *Trigonodus* due to higher resistance of the environment for it than for trigonodi.

The population of semiinfauna was the strongest, since it was more successful in catching food. The rate and depth of burrowing, however, were not selective factors.

There are practically no cases of mortality before the gerontic stage. This is an indication of generally favorable living conditions.

Speciation and subspeciation

Origins of new species and subspecies are not attributed by the author to selective, but to rapid sympatric adaptive speciation and subspeciation.

Along with already existing group tendencies of genetic control of growth components in original species the following stronger character displacement are assumed (Fig. 41): (1) from *Trigonodus bittneri* to *Trigonodus extraordinarius*, (2) from *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* to *Trigonodus abdominalis*, (3) from *Trigonodus problematicus problematicus* to *Trigonodus problematicus crassus*, (4) probably from *Trigonodus serianus* to *Trigonodus ramovsi*.

A stronger shifts in genetic growth control from original characters and their

accumulation probably occurred due to overlapping of ecological niches of populations of original species in the same isolated environment.

Among the new species of genus *Trigonodus* and subspecies of the species *Myophoria kefersteini* exists and evolutionary convergence (Fig. 40, 42).

Variability of physico-chemical factors in ecosystems south of Slovenian and Lombard troughs, wich resulted from paleotopographic and paleohydrographic conditions, stimulated more intensive interactive ecological-genetical processes.

Since the origin of new species and subspecies was not selective, but was a result of rapid sympatric adaptive speciation and subspeciation, no indications of selective mechanism were found. And selective favoring of new phenetic characters, however could not yet occurred during the short geological period.

Comparison with Southern Alpine localities

With respect to the degree of knowledge of the Karnian pelecypod fauna in southern Europe, suitable for the faunistic comparison are the localities in Lombardy and near Raibl (Cave del Predil). Common with Lombardy are 21 species (Simpson's similarity coefficient being 77.7, Jaccard's 0.36 and Dick's 0.53). With Raibl are common 7 species (Simpson's similarity coefficient 29.2, Jaccard's 0.16, and Dick's 0.27). Faunistic similarity between Lesno brdo and Lombardy is higher than that between Raibl and Lombardy (Simpson's similarity coefficient 66.6, Jaccard's 0.21, and Dick's 0.42).

The established paleobiogeographic differences are the result of an ecological and evolutionary barrier.

Biostratigraphy and chronostratigraphy

The pachycardiid fauna died out in Lombardy during Cordevolian or at the Cordevolian-Julian boundary (Fig. 44). At Lesno brdo it occurs in the Julian substage (Fig. 10, 43).

It is presumed that this biochronological difference does not pose the question of chronostratigraphy of the Lesno brdo locality. The body of the lithofacies between the Cordevolian dolomite or limestone and laminated presumedly Tuvalian limestone belongs to the Julian substage. The difference is explained by different duration of the biofacies in space and time. The exclusive Cordevolian pelecypod fauna of Lombardy occurs in central Slovenia together with Julian and even Tuvalian pelecypod fauna, with Julian microfauna and microflora in corresponding biotope.

Only with complementary investigations of other Slovenian localities of the Karnian bivalve fauna the present study will be accomplished in its entire extent. The complementary totality has been only indicated by the comparative investigation of biotopes of localities Lesno brdo, Mlinše near Zagorje and Log pod Mangrtom.

Description of new species

Trigonodus ramovsi n. sp.
Pl. 7, Figs. 1–6

Derivatio nominis: named after the Slovenian geologist, author's teacher, professor Dr. Anton Ramovš.

Holotypus: Pl. 7, Figs. 1, 4, Inv. No. 3753, Chair of Geology and Paleontology of the University in Ljubljana.

Paratypus: Pl. 7, Figs. 2–3, Inv. No. 3755, in same collection as holotype.

Stratum typicum: PV 6.

Locus typicus: Lesno brdo near Drenov grič.

Material: ZČK 52: left valve: PV 6: frequent complete shells and left or right, quite well preserved valves. PV 8: damaged right valve: VČK 8: rare left and right valves. VČK 38: well preserved right valve. VČK 44: well preserved left valve.

Diagnosis: short, high, trapezoidal shell with narrow wing-like posterodorsal margin and with prominent, incurved beak, similar to pachycardias.

Description: at beak, the shell is strongly convex. Behind beak starts a sharp posterior ridge which passes diagonally towards the short rounded posterior margin, where it becomes obtuse. At the ridge the shell is sharply bent to the posterodorsal margin. The anterodorsal margin in suddenly descended. It forms together with the anterior and the ventral margin a uniformly convex curve. Posteroventrally it turns dorsally. Hinge teeth are low and obtuse. Posterior lateral is distally thicknened and slightly bent downwards. The cardinal tooth of the right valve is divided into the anterior smaller tooth and the posterior bigger one. As a consequence, the cardinal recess in the left valves is divided. Both muscle scars are strongly depressed.

On valves from PV 6 and 8 the growth lines are well expressed, while the valve from VČK 44 is smoother.

Comparison: the new species resembles exteriorly the Waagen's variety *Heminajas woehrmanni* var. *neumayri* (Waagen, 1907, 44, Pl. 28, Fig. 13) with the exception of a much stronger ridge, much smaller wing-like posterodorsal margin and a different structure of the hinge.

Relation: the new species does not exhibit characters which could indicate its origin. The shape of the valve might suggest the proximity to species *Trigonodus serianus*.

Stratigraphical occurrence: middle and upper part of the Julian limestone-marly succession.

Geographical occurrence: Lesno brdo near Drenov grič.

Trigonodus abdominalis n. sp.
Pl. 6, Figs. 8–12

Derivatio nominis: abdominalis, Lat. bellied. The species is named after the very convex and protruding anterior part of the shell.

Holotypus: Pl. 6, Fig. 8–9, Inv. No. 3756, Chair of Geology and Paleontology of the University in Ljubljana.

Paratypus: Pl. 6, Figs. 12, Inv. No. 3757, in same collection as holotype.

Stratum typicum: PV 6.

Locus typicus: Lesno brdo near Drenov grič.

Material: ZČK 22: rare compressed, broken valves. ZČK 30: complete shell.

ZČK 34: left valve. PV 6: three left valves and a right valve, all well preserved. VČK 28: left and right valve, poorly preserved. VČK 30: poorly preserved left valve. VČK 36: very large compressed right valve. VČK 44: two well preserved right valves.

Diagnosis: short trapezoidal shell with strongly convex, protruding anterior part of valve and beak in submedian position.

Description: short trapezoidal shell, strongly convex, protruding in the anterior part, with a very small triangular wing-like posteriodorsal margin. The anterodorsal margin is longer than in all known trigonoduses. Consequently, the tiny prosogyric pointed beak, strongly convex at the top, is moved to the center of the shell. The anterior margin form a broad curve or in some specimens compressed. The ventral margin is almost straight line. Typical is the posteriodorsal margin which is very short. Along the entire length of the high and strongly rounded dorsal ridge the valve is bent abruptly to the very small wing-like posterodorsal margin.

The slender hinge teeth in all valves were deeply covered by sediment, so the trigonodus hinge could not be observed in necessary detail. On valves weak growth lines can be seen, which become more pronounced on the ridge.

Comparison: the new species resembles somewhat by the shape the subspecies *Trigonodus sandbergeri* dalmatinus. It is shorter and has different l/L ratio.

Relation: the species presumingly evolved from species *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* in the manner of accelerated growth forward. This growth had to be followed by the growth of the prolonged cardinal tooth of the right valve, the anterior lateral tooth, and of both corresponding long recesses.

Stratigraphical occurrence: the upper part of the Julian limestone-marly succession.

Geographical occurrence: Lesno brdo near Drenov grič.

Trigonodus extraordinarius n.sp.
Pl. 7, Figs. 7–11

Derivatio nominis: extraordinaris, Lat. unusual, named after the unusual shape of the valve.

Holotypus: Pl. 7, Figs. 8–9, Inv. No. 3558, Chair of Geology and Paleontology of the University in Ljubljana.

Paratypus: Pl. 7, Fig. 7, Inv. No. 3559, in same collection as holotipe.

Stratum typicum: ZČK 54.

Locus typicus: Lesno brdo near Drenov grič.

Material: ZČK 54: two well preserved large right valves and two small left valves. PV 6: right valve, and valves of shorter length. VČK 44: two highly damaged right valves.

Diagnosis: posteriorly highly extended shell. With the pronouncingly forward protruding beak which reaches in front of the valve.

Description: the very short anteriodorsal margin starts in the low position below the beak. It forms together with the anterior and ventral margin a uniformly convex, smoothly passing curve. Posteroventrally it turns dorsally.

Right valve has a well visible stubby and wrinkled cardinal tooth which is extended and widened into the beak cavity. The interior of the left valve is visible in shorter forms. Their cardinal recesses is already considerably broadened. The lateral teeth are very long and thin.

The surface is ornamented by thin growth lines.

Comparison: a special form which cannot be compared to any species described in the available literature.

Relation: the new species probably developed from species *Trigonodus bittneri* due to pronounced growth posterriorly.

Stratigraphical occurrence: the uppermost part of the Julian limestone-marly succession.

Geographical occurrence: Lesno brdo near Drenov grič.

Trigonodus problematicus crassus n. subsp.
Pl. 8, Figs. 1–6

Derivatio nominis: crassus, Lat. fatty, named after the enlarged ventral height.

Holotypus: Pl. 8, Figs. 3–4, Inv. No. 3564, Chair of Geology and Paleontology of the University in Ljubljana.

Paratypus: Pl. 8, Figs. 1–2, Inv. No. 3565 and 3566, in same collection as holotype.

Stratum typicum: VČK 44.

Locus typicus: Lesno brdo near Vrhnika.

Material: VČK 8: left valve with missing posterior part. VČK 30: complete valve with missing ventral margin. VČK 36: compressed left valve. VČK 44: well preserved left and right valves.

Diagnosis: the shell is higher than that of the subspecies *Trigonodus problematicus problematicus*.

Description: short, high triangular-oval shell with narrow wing-like posterodorsal margin. The anterodorsal, anterior and ventral margin form the broadly convex anterioventral part of the shell. Posteriorly, it terminate almost in a point. Beak position similar to typical subspecies.

The hinge is similar to the hinge of typical subspecies, but the lateral teeth being shorter and the cardinal tooth of the right valve and cardinal recess of the left valve being extended downwards.

Across the valves pass weak growth lines which are more pronounced on the ridge.

Comparison: in basic outlook the subspecies is similar to the original subspecies *Trigonodus problematicus problematicus*. Due to the faster growth in height than in length the shell is higher, and more ventrally were extended the cardinal tooth of the left valve, the cardinal tooth of the right valve, the anterior tooth of the left valve and corresponding recesses.

Stratigraphical occurrence: the upper part of the Julian limestone-marly succession; probably it appears already in the middle part of the succession.

Geographical occurrence: Lesno brdo near Drenov grič.

Literatura

Albandakis, N. 1968, Nuovi dati stratigrafici sulla regione di Locrida (Grecia). Boll. Soc. Geol. It. *87*, 733–741, Roma.

Allasinaz, A. 1964a, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 5. I Fossili carnici del Gruppo di Cima Camino (Brescia). Riv. Ital. Paleont. Strat. *70*, 2, 185–263, Milano.

Allasinaz, A. 1964b, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 8. Note tassonomiche sul gen. Bakevellia con revisione delle specie del Carnico lombardo. Riv. Ital. Paleont. Strat. *70*, 4, 673–707, Milano.

Allasinaz, A. 1966, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 18. La Favna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). Riv. Ital. Paleont. Strat. *72*, 3, 609–753, Milano.

Allasinaz, A. 1972, Revisione dei Pettinidi Triassici. Riv. Ital. Paleont. *78*, 2, 189–428, Milano.

Bittner, A. 1895, Lamellibranchiaten der alpinen Trias, 1. Revision der Lamellibranchiaten von Sct. Cassian. Abh. Geol. Reichsanst. *18*, 1, 236, pp., 24 tab., Wien.

Bittner, A. 1901, Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees *1*, 1, 107, pp., 9 tab., Wien.

Blaschke, F. 1905, Die Gastropodenfauna der Pachycardien tuffe der Seiseralpe in Südstirol. Beitr. Palaeont. Geol. Öst. – Ung. *17*, 161–221, 2 tab., Wien.

Broili, F. 1903, Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Palaeontographica *50*, 145–227, 11 tab., Stuttgart.

Cheetham A. H. & Hazel J. E. 1969, Binary (presence-absence) similarity coefficients. J. Paleont. *43*, 5, 1130–1136, Menasha.

Cigale, M. 1973, Razvoj julskih in tuvalskih plasti v okolici Idrije. Diplomsko delo. Knjižnica Katedre za geologijo in paleontologijo, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.

Cox, L. R. & Nuttall, C. P. 1969, Geometry of shell. In: R. C. Moore (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca *6*, 1, N 84 – N 91, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York.

Cox, L. R., Nuttall, C. P. & Trueman, E. R. 1969a, General features of Bivalvia. In: R. C. Moore (ed.), Treatise on Inventebrate Paleontology, Part N, Mollusca *6*, 1, N 2 – N 129, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York.

Cox, L. R., Newell, N. D., Branson, C. C., Casey, R., Chavan, A., Coogan, A. H., Dechaseaux, C., Fleming, C. A., Haas, F., Hertlein, L. G., Keen, A. M., La Rocque, A., Mc Alester, A. L., Perleins, B. F., Puri, H. S., Smith, L. A., Soot-Ryen, T., Stenzel, H. B., Turner, R. D.,& Weir, Y. 1969b, Systematic descriptions. In: R. C. Moore (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca *6*, 1, N 225 – N 952, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York.

Dolenec, T. & Jelen, B. 1987, Uporaba izotopskih analiz v študiju paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu. Geologija, *30*, Ljubljana.

Fantini-Sestini, N. 1966, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 19. Studio biometrico di *Myophoria kefersteini* (Muenster). Riv. Ital. Paleont. Strat. *72*, 4, 1023–1082, Milano.

Fantini-Sestini, N. 1967, *Myophoria kefersteini* (Münster & Goldfuss, 1837) (Pelecypoda): Proposed Validation under the Plenary Powers. Bull. zool. Nomenc. *24*, 4, 248–249, London.

Frech, F. 1904, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees *1*, 1, 137, pp., Wien.

Gaetani, M. (ed.) 1979, Riccardo Assereto and Giulio Pisa symposium on Triassic stratigraphy in Southern Alps. Field guide – book., 73 pp., Bergamo.

Gould, S. J. 1969, The byssus of *Trigonia* clams: Phylogenetic vestige or functional organ? J. Paleont. *43*, 5, 1125–1129, Menasha.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Tolmač za list Kranj. 70 pp, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Hauer, F. 1857, Ein beitrag zur Kenntniss der Fauna der Raibler Schichten. Sitzung. Ak. Wiss. Math. Nat., Cl. *24*, 3, 537–566, 6. tab., Wien.

Imbrie, I. 1956, Biometrical methods in the study of invertebrate fossils. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. *108*, 2, 211–252, New York.

Jelen, B. 1979, Školjke paraličnega prostora julske in tuvalske podstopnje, 1. Raziskave fosilne mezozojske makrofavne Slovenije. 104 pp., rokopis, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Jelen, B. 1983, Biostatistični postopek v taksonomiji fosilnih ostankov na primeru trigonodusne favne. Geološki zbornik *4*, 125–150, Ljubljana.

Kauffman, E. G. 1969, Form, function and evolution. In: R. C. Moore (ed), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca *6*, 1, N 129 – N 205, Geol. Soc, Amer. & Univ. Kansas Press, New York.

Kittl, E. 1892, Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Annal. Naturhist. Hofmus. *14*, 1–3, 296 pp., 21 tab., Wien.

Kittl, E. 1899, Die Gastropoden der Esinokalke. Annal. Naturhist. Hofmus. *14*, 1–2, 238 pp., 18 tab., Wien.

Koken, E. 1913, Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. Abh. geol. R.H. *16*, 4, 1–43, 6 tab., Wien.

Kossmat, F. 1902, Ueber die Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach. Verh. geol. R.A. 150–162, Wien.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Öster. – Unger. Monar., SW – Gruppe, Nr. *91*, Bischoflach und Idria. 104 pp., Wien.

Kranz, P. M. 1974, The anastrophic burial of bivalves and its paleoecological significance. J. Geol. *82*, 2, 237–265, Chicago.

Laube, G. C. 1865, Die Fauna der Schichten von Sct. Cassian. Brachiopoden und Bivalven. Denksch. k.k. Ak. Wiss. Math. Natur. Cl. *25*, 1–76, 9 tab., Wien.

Laube, G. C. 1868, Die Fauna der Schichten von Sct. Cassian. Denksch, k.k. Ak. Wiss. Math. Natur, Cl. *28*, 29–92, 7 tab., Wien.

Laube, G. C. 1869, Die Fauna der Schichten von Sct. Cassian. Denksch. k.k. Ak. Wiss. Math. Natur. Cl. *30*, 1–104, 29 tab., Wien.

Leonardi, P. & Fiscon, F. 1948, La Fauna Cassiana di Cortina d'Ampezzo, 1. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova *15*, 78 pp, 11 tab., Padova.

Leonardi, P. & Fiscon, F. 1959, La Fauna Cassiana di Cortina d'Ampezzo, 3. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova *21*, 103 pp., 9 tab., Padova.

Newell, N. D. & Boyd, D. W. 1975, Parallel evolution in early Trigoniacean bivalves. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. *154*, 2, 55–162, New York.

Odum, E. P. 1971, Fundamentals of Ecology, XIV – 574 pp., W. B. Sounders Co., Philadelphia.

Pantić, S. 1956, Fauna gornjeg trijasa iz okolice Nikšiča (Crna Gora). Geol. glas. *2*, 217–232, Cetinje.

Pantić, S. 1957, Fauna gornjeg triasa u okolini Laste (Trebinje) i njeno uporedjenje sa gornjotrijaskom faunom okoline Nikšiča. Vesnik *13*, 255–271, Beograd.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. Zgodovina Ljubljane *2*, 11–207, Ljubljana.

Ramovš, A. 1962, Okamenelo življenje v Loških hribih. 3. zgornja triada. Loški razgledi *9*, 55–58, Ljubljana.

Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija *16*, 379–388, Ljubljana.

Ramovš, A. 1974, Paleontologija. 304 pp., 155 tab., Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.

Ramovš, A. 1978, Geologija. 197 pp., 45 tab., Filozofska fakulteta & Biotehniška fakulteta, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.

Raup, D. M. & Crick, R. E. 1979, Measurement of faunal similarity in Paleontology. J. Paleont. *53*, 5, 1213–1227, Lawrence.

Reyment, R. A. 1971, Introduction to quantitative Paleoecology. XII + 226 pp., Elsevier, Amsterdam.

Ribičič, M. 1973, Geološke razmere med Podutikom in Jamo. Diplomsko delo. Knjižnica Katedre za geologijo in paleontologijo, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.

Rossi-Ronchetti, C. & Allasinaz, A. 1966, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 20. «Pseudomyoconcha» Nuovo genere triassico di Lamellibranchi eterodonti. Riv. Ital. Paleont. Strat. *72*, 4, 1083–1131, Milano.

Runnegar, B. & Newell, N. D. 1971, Caspian-like relict molluscan fauna in the South American Permian. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. *146*, 1, 66 pp., New York.

Schafhäutl, K. 1851, Ueber einige neue Petrofakten des Südbayerischen Vorgebirges. N. Jb. Min. Geol. Paleont., pp. 407, Stuttgart.

Simpson, G. G. 1961, Principles of animal taxonomy. XII + 247 pp., Columbia University Press, New York.

Simpson, G. G., Roe, A. & Lewonsin, C. R. 1960, Quantitative Zoology, 440 pp., Harcourt Brace, New York.

Sneath, P. H. A. & Sokal, R. R. 1973, Numerical taxonomy. The principles and practice of numerical classification. XV + 573 pp., W. H. Freeman & Co., San Francisco.

Stanley, S. M. 1970, Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). Geol. Soc. Amer. Mem. *125*, XIII – 296 pp., Geol. Soc. Amer., Boulder.

Steel-Petrović, H. M. 1975, An explanation for the tolerance of Brachiopods and relative intolerance of filter – feeding Bivalves for soft muddy bottoms. J. Paleont. *49*, 3, 552–556, Lawrence.

Stenzel, H. B. 1971, Oysters. In: R. C. Moore (ed.), Treatise on Invertabrate Paleontology, Part N, Mollusca *6*, 3, N 953 – N 1224, Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York.

Tevesz, M. J. S. & McCall, P. L. 1979, Evolution of substratum preference in Bivalves (Mollusca). J. Paleont. *53*, 1, 112–120, Lawrence.

Vokes, H. E. 1980, Genera of the Bivalvia. A Systematic and Bibliographic Catalogue. XXVII + 307 pp., Paleontological Research Institution, Ithaca.

Waagen, L. 1907, Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm. Abh. geol. R. A. *18*, 2, 180 pp., 34 tab., Wien.

Walker, K. R. & Bambach, R. K. 1974, Analysis of communities. In: Ziegler, A. M. et al., Principles of benthic community analysis 2.1–2.19, Sedimenta 4, The University of Miami, Miami.

Walker, K. R. & Bambach, R. K. 1974, Feeding by benthic invertebrates: classification and terminology for paleoecological analysis. Lethaia 7, 67–68, Oslo.

Wöhrmann, S. 1889, Die Fauna der sogennanten Cardita – und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Gayerischen Alpen. Jb. geol. R. A. *39*, 1–2, 181–258, tab. 5–10, Wien.

Wöhrmann, S. 1893, Ueber die systematische Stellung der Trigoniden und die Abstammung der Nayaden. Jb. geol. R. A. *43*, 1, 1–28, tab. 1–2, Wien.

Wöhrmann, S. & Koken, E. 1892, Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeit. Deut. Geol. Ges. *4*, 2, 167–223, tab. 6–16, Berlin.

Tabla 1 – Plate 1

1 *Fossariopsis* cf. *binodosus* (Münster)
2 *Tretospira* cf. *multistriata* Wöhrmann
3, 4 *Modiolus (Modiolus) paronai* (Bittner)
5 *Pinna (Pinna) tommasii* Wöhrmann & Koken
6, 7 *Bakevellia (Bakevelloides) pallium* (Stoppani)
8 *Lopha montiscaprilis* (Klipstein), leva lupina – Left valve
9, 10 *Bakevellia (Bakevelloides) meriani musculosa* (Stoppani)
11, 12 *Bakevellia (Bakevelloides) bouei* (Hauer)

Fotografije fosilov na vseh tablah so v naravni velikosti

Photographs of fossils in all plates are in natural size

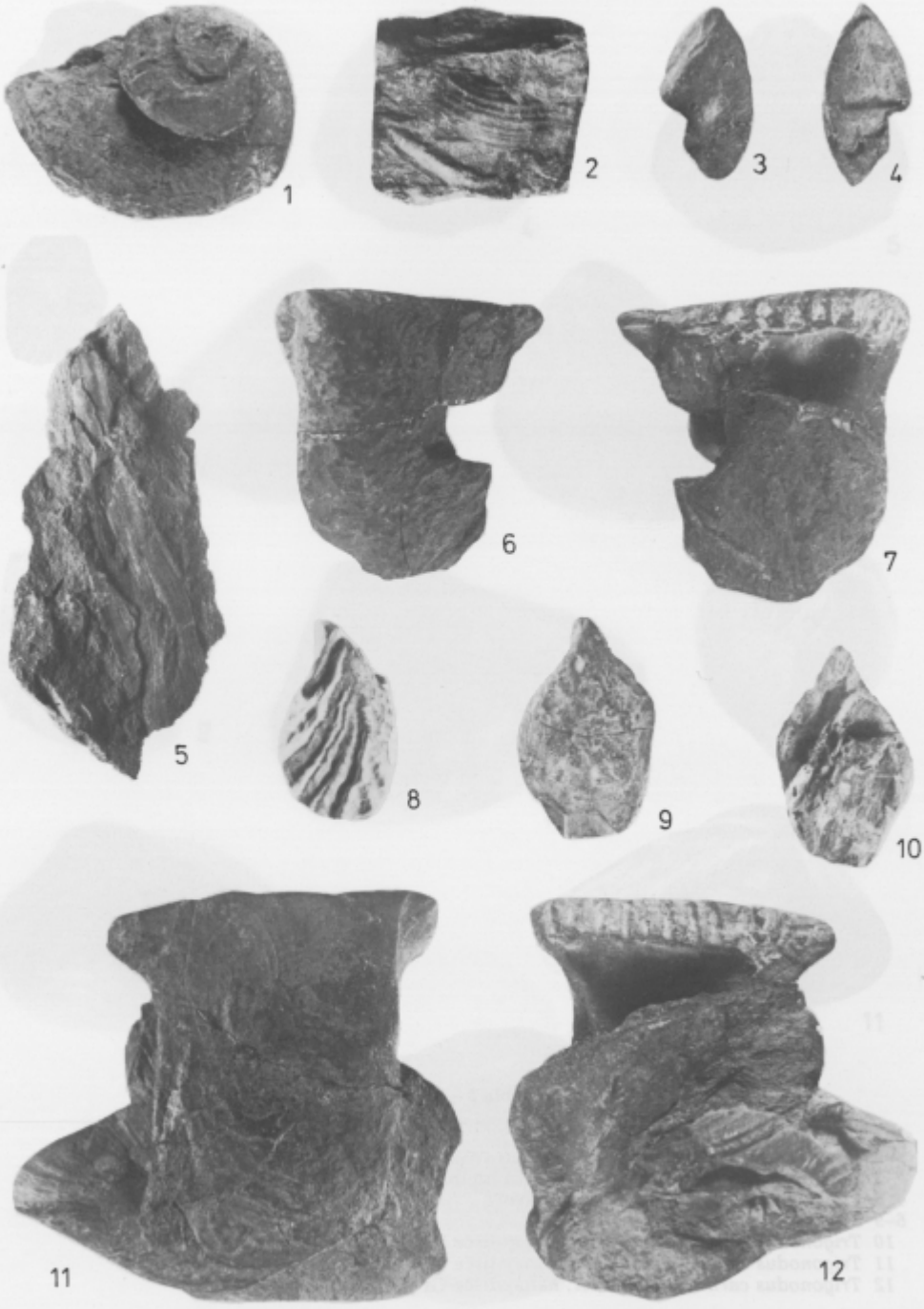

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tabla 2 – Plate 2

1 *Amusium filosum* (Hauer)
2 *Camptonectes (Camptochlamys) zitteli* (Wöhrmann & Koken)
3 *Lopha montiscaprilis* (Klipstein), leva lupina – Left valve
4, 5 *Lopha* sp., desna lupina – Right valve
6–9 *Pachycardia rugosa* Hauer
10 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče PV plast 6 – Site PV layer 6
11 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče VČK plast 30 – Site VČK layer 30
12 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče Gr plast 3 – Site Gr layer 3

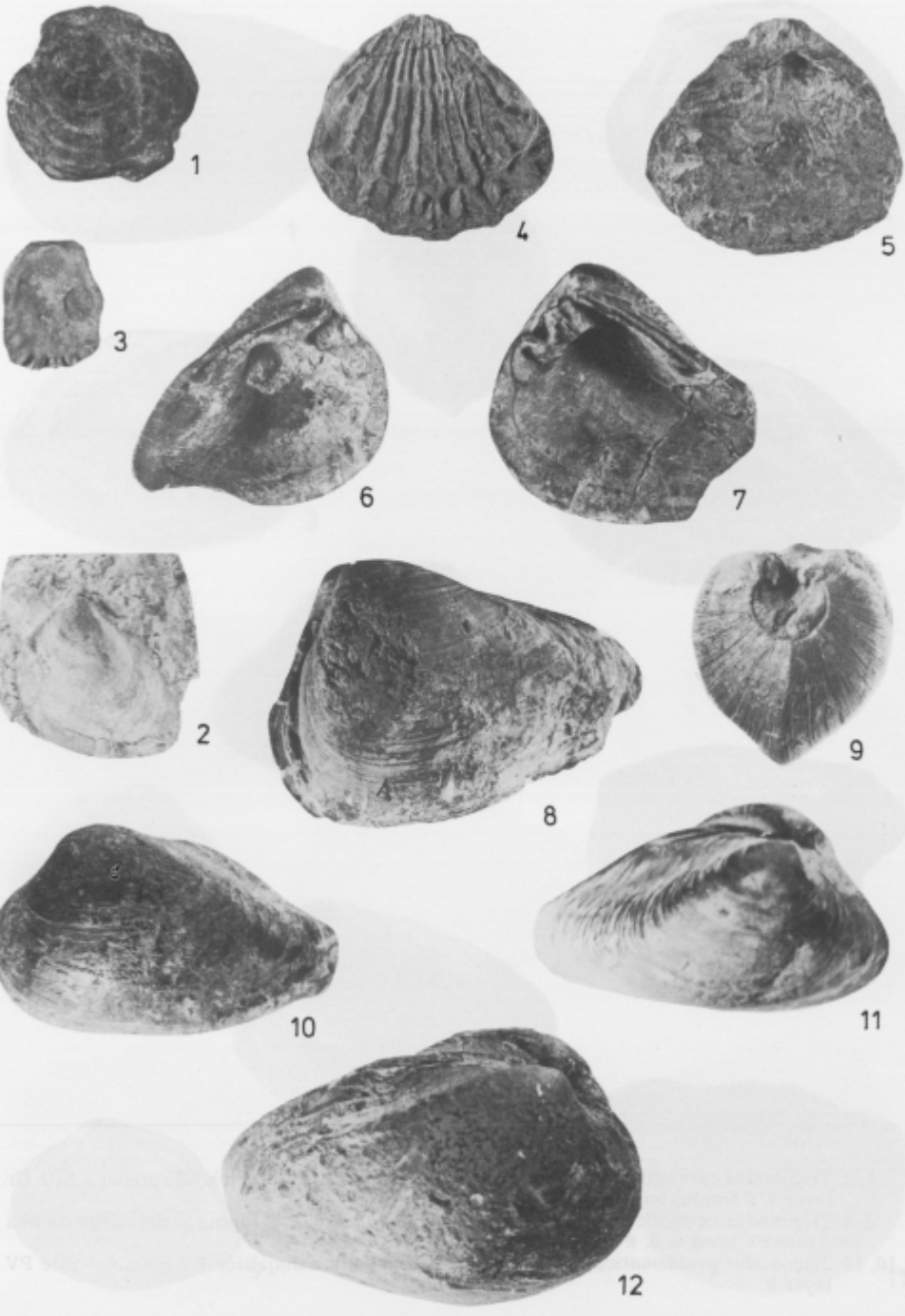

1
4
5
3
6
7
2
8
9
10
11
12

Tabla 3 – Plate 3

1, 2 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče Gr plast 3, *2* posnetek od spredaj – Site Gr layer 3, *2* frontal view
3–9 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče PV plast 6, *8, 9* lupina nedoraslega osebka – Site PV layer 6, *8, 9* juvenile specimen
10, 11 *Trigonodus problematicus problematicus* (Klipstein), nahajališče PV plast 6 – Site PV layer 6

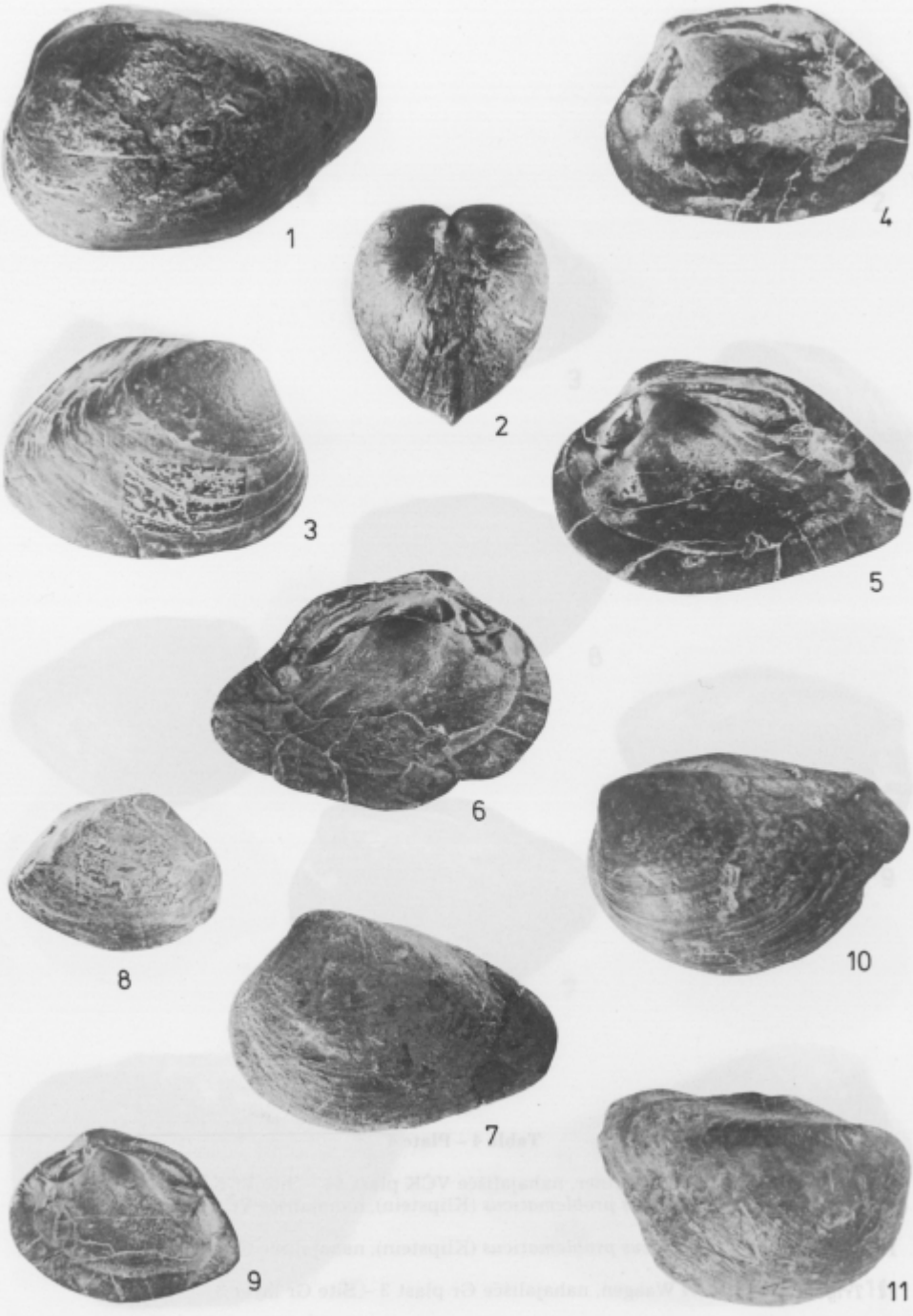
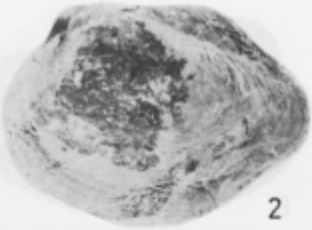

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tabla 4 – Plate 4

1–5 *Trigonodus carniolicus* Bittner, nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44
6–9 *Trigonodus problematicus problematicus* (Klipstein), nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44
10 *Trigonodus problematicus problematicus* (Klipstein), nahajališče Gr plast 3 – Site Gr layer 3
11 *Trigonodus bittneri* Waagen, nahajališče Gr plast 3 – Site Gr layer 3

1


2

3

4

5

8

6

9

7

10

11

Tabla 5 – Plate 5

1, 2 *Trigonodus bittneri* Waagen, nahajališče PV plast 6 – Site PV layer 6
3–7 *Trigonodus bittneri* Waagen, nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44
8, 9 *Trigonodus rablensis* (Gredler), nahajališče VČK plast 6 – Site VČK layer 6
10–13 *Trigonodus serianus* Parona, nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44

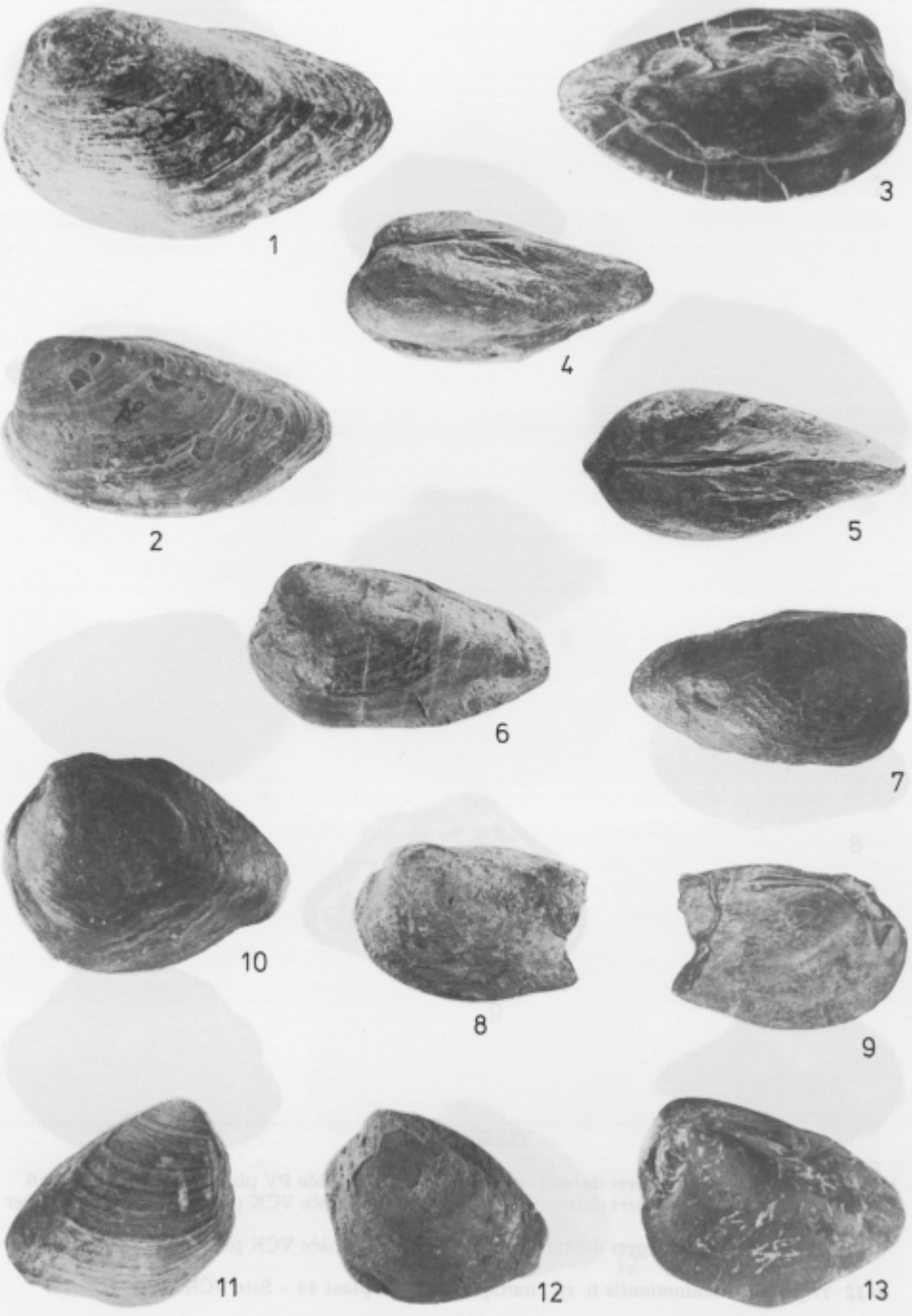

1
3
4
2
5
6
7
10
8
9
11
12
13

Tabla 6 – Plate 6

1, 2, 5 *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* Waagen, nahajališče PV plast 6 – Site PV layer 6
4, 6 *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* Waagen, nahajališče VČK plast 30 – Site VČK layer 30
3, 7 *Trigonodus sandbergeri dalmatinus* Waagen, nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44
8–12 *Trigonodus abdominalis* n. sp., nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tabla 7 – Plate 7

1–6 Trigonodus ramovsi n. sp., nahajališče PV plast 6 – Site PV layer 6
7–9 Trigonodus extraordinarius n. sp., nahajališče ZČK plast 44 – Site ZČK layer 44
10, 11 Trigonodus extraordinarius n. sp., lupina nedoraslega osebka, nahajališče PV plast 6 – Juvenile specimen, site PV layer 6

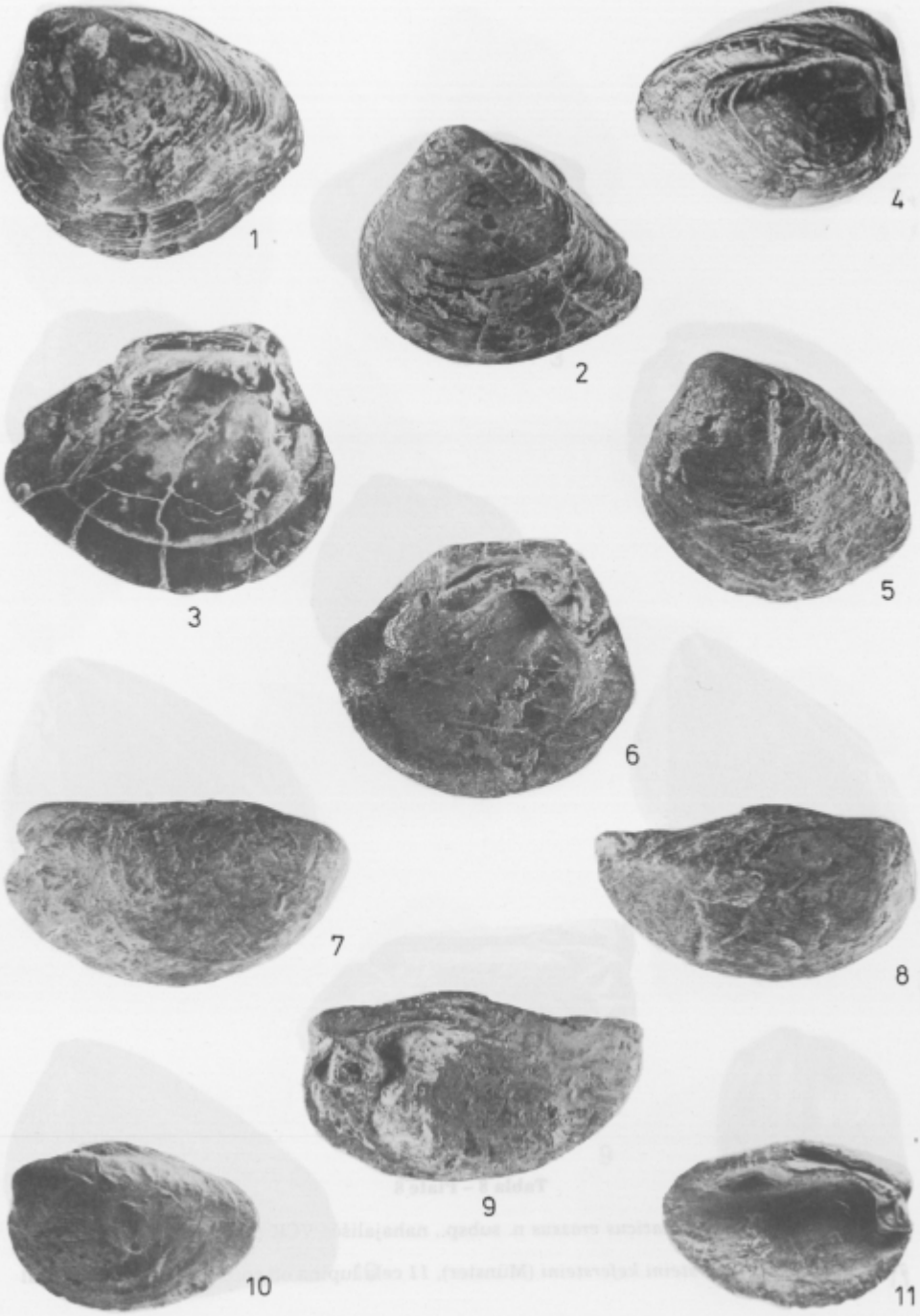

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tabla 8 – Plate 8

1–6 Trigonodus problematicus crassus n. subsp., nahajališče VČK plast 44 – Site VČK layer 44

7–11 Myophoria kefersteini kefersteini (Münster), *11* cela lupina od spredaj – *11* shell, frontal view

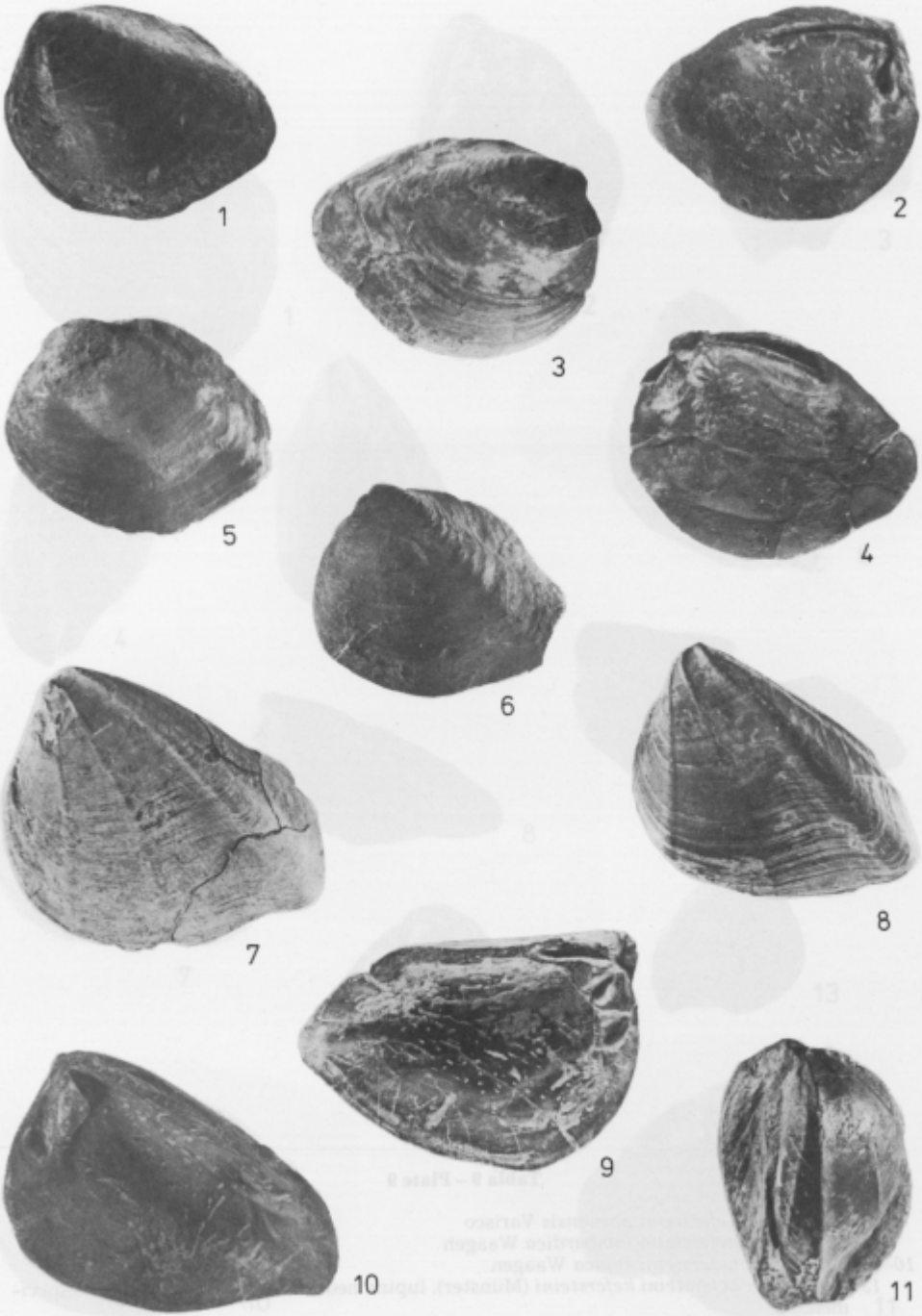

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tabla 9 – Plate 9

1–6 Myophoria kefersteini gornensis Varisco
7–9 Myophoria kefersteini lombardica Waagen
10–12 Myophoria kefersteini typica Waagen
13 Myophoria kefersteini kefersteini (Münster), lupina nedoraslega osebka – Juvenile specimen

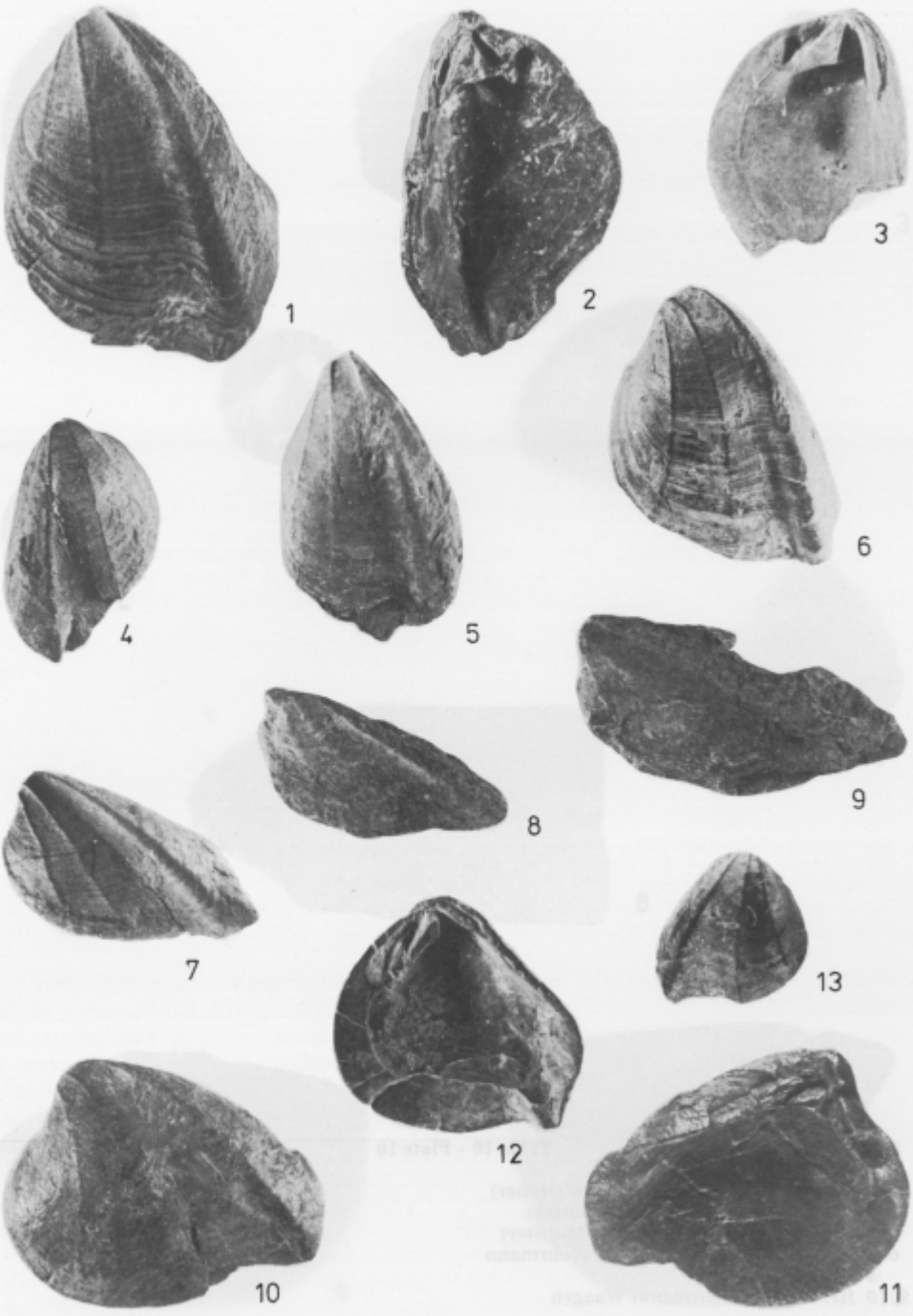

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tabla 10 – Plate 10

1–3 Pseudomyoconcha lombardica (Hauer)
4 Gruenewaldia decussata (Münster)
5 Schafhaeutlia astartiformis (Münster)
6, 7 Myophoricardium lineatum Wöhrmann
8 Solenomorpha sp.
9, 10 Heminajas woehrmanni Waagen

1

2

3

5

7

4

6

8

9

10

GEOLOGIJA *31, 32*, 129–132 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.02(497.12)=863

Fosilne školjke iz karnijskih plasti pri Orlah

Fossil lamellibranchs from the Carnian beds at Orle

Bogdan Jurkovšek in *Bogomir Jelen*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

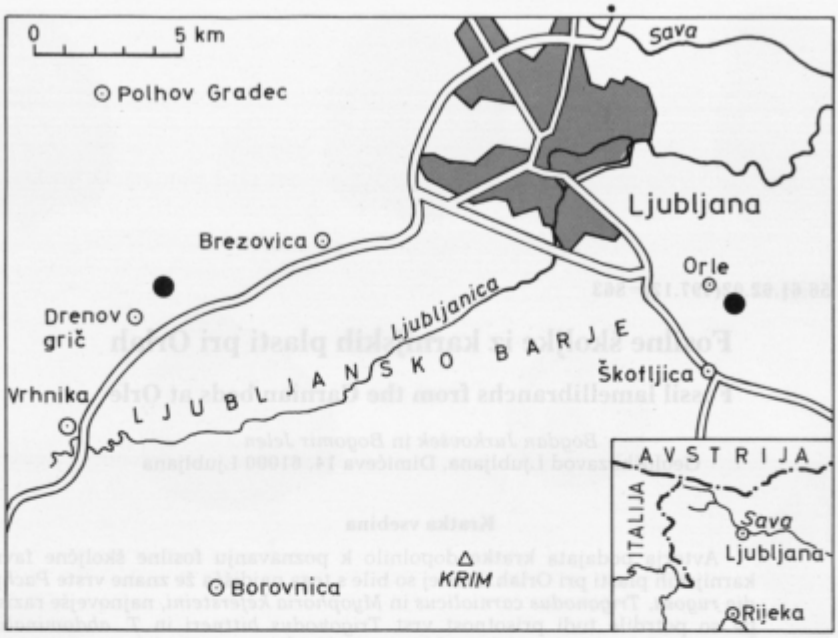
Kratka vsebina

Avtorja podajata kratko dopolnilo k poznavanju fosilne školjčne favne iz karnijskih plasti pri Orlah. Doslej so bile s tega najdišča že znane vrste *Pachycardia rugosa, Trigonodus carniolicus* in *Myophoria kefersteini*, najnovejše raziskave pa so potrdile tudi prisotnost vrst *Trigonodus bittneri* in *T. abdominalis* ter podvrste *T. problematicus problematicus*. Najdba vrste *T. abdominalis*, ki je bila prvikrat opisana z nahajališč pri Drenovem griču, je prvi in pomemben podatek za poseljenost z njenimi populacijami in že trdnejši dokaz za domnevni proces mikroevolucije.

Abstract

The paper presents a short supplement to the present knowledge of the fossil lamellibranch fauna from the Carnian beds at Orle. The hitherto known species from this locality included *Pachycardia rugosa, Trigonodus carniolicus* and *Myophoria kefersteini*. However, the newest investigations added the species *Trigonodus bittneri, T. abdominalis* and the subspecies *T. problematicus problematicus*. The finding of the *T. abdominalis* species, described for the first time from the Drenov grič locality, is the first quite important proof of this population's presence and a firm evidence of the supposed micro-evolutionary process.

Karnijske plasti v karbonatno-klastičnem razvoju na obroju Ljubljanskega barja so že v preteklosti pritegnile številne raziskovalce. Po starem imenovane »rabeljske plasti« so bile in so še danes zanimive kot nahajališča okrasnega in gradbenega kamna. V prvi polovici stoletja so bila ekonomsko zanimiva tudi skromna ležišča antracita v njih, ki so ga pri Drenovem griču in pri Orlah (sl. 1) v manjši meri tudi izkoriščali (Sedlar et al., 1948; Grad & Ferjančič, 1976). Iz biostratigrafskega oziroma paleontološkega stališča pa je pomembna bogata in lepo ohranjena školjčna favna karnijskih plasti. Najbogatejša najdišča so pri Drenovem griču, kjer se fosili pojavljajo v črnih plastovitih apnencih in vmesnih apneno-lapornih ter skrilavih plasteh. Od tod so bile opisane številne školjčne vrste, med katerimi so do nedavnega največkrat omenjali vrste *Alectryonia montis caprilis, Pachycardia rugosa, Trigonodus carniolicus* in *Myophoria kefersteini* (Rakovec, 1955; Ramovš, 1961; Grad & Ferjančič, 1976). Šele ko je v letih 1982 in 1988 Jelen ponovno raziskal



Sl. 1. Geografski položaj najdišč karnijskih školjk pri Drenovem griču in Orlah

Fig. 1. Geographic position of the find-spots of the Carnian lamellibranchs at Drenov grič and Orle

najdišča v okolici Drenovega griča, se je pokazalo, kako številna in bogata je tamkajšnja fosilna združba. Določil je 25 vrst in 8 podvrst školjk, med katerimi so se najpogosteje pojavljale *Trigonodus carniolicus* Bittner, *Trigonodus problematicus problematicus* (Kliptein), *Trigonodus bittneri* Waagen, *Myophoria kefersteini lombardica* (Waagen), *Myophoria kefersteini gornensis* Varisco, *Myophoria kefersteini kefersteini* (Münster), *Myophoria kefersteini typica* Waagen. Ostanki polžev so bili v teh plasteh razmeroma redki (Jelen, 1982, 1988; Jurkovšek, 1977).

Mnogo manj je bilo doslej znanega, predvsem pa zapisanega o najdbah fosilnih školjk iz karnijskih plasti v okolici opuščenega premogovnika Klen pri Orlah. V strokovni literaturi in rokopisnih poročilih so bile doslej omenjene vrste *Trigonodus carniolicus, Myophoria kefersteini* in *Pachycardia rugosa* (Sedlar et al., 1948; Rakovec, 1955).

Dosedanji raziskovalci so karnijske plasti pri Klenu v grobem razdelili na tri superpozicijske člene. V najnižjem delu tik nad cordevolskim dolomitom ponekod zasledimo breče, sicer pa so za spodnji del značilni črni skrilavi glinovci in lapornati glinovci, ki vsebujejo pole in leče antracita. Nad temi plastmi leže temno sivi tankoplastoviti do ploščati apnenci. Med njimi so redke plasti in pole črnega glinovca in antracita. V najvišjem delu karnijskih plasti leže pisani glinovci in peščenjaki.

Leta 1987, ko sva za geokemične analize vzorčevala karnijske plasti pri Orlah, sva v novo odkritem profilu, približno 100 metrov jugozahodno od opuščenega rudni-

škega rova, našla razmeroma dobro ohranjene fosilne školjke, ki dopolnjujejo dosedaj znano fosilno združbo tega najdišča. Fosili so ležali v črnih laporno-skrilavih plasteh v neposredni bližini apnenca oziroma med apnencem, torej v spodnji polovici tamkajšnjih karnijskih plasti. V apnencu so bili fosilni ostanki školjk bolj redki in jih iz njega ni bilo mogoče izluščiti. Določene so bile vrste (tab. 1) *Trigonodus carniolicus* Bittner, *Trigonodus bittneri* Waagen, *Trigonodus abdominalis* Jelen, *Trigonodus* sp., *Gonodon* sp., *Solenomorpha* sp. in podvrsta *Trigonodus problematicus problematicus* (Klipstein). Školjčne lupine so v kamenini ležale posamezne, nikoli cele in neorientirano. Med njimi je bilo nekaj lupin neodraslih osebkov.

Podoben školjčni biofacies kot v okolici Drenovega griča sva pri Orlah pričakovala že po prejšnjih najdbah. Popolnoma nepoznana pa je bila doslej poseljenost s populacijami prvič opisanih vrst z nahajališč pri Drenovem griču. Kakšna je bila biogeografija teh novih vrst, je zelo pomembno vprašanje, na katerega raziskava školjčne favne samo v okolici Drenovega griča ni mogla odgovoriti. Zato so bili v takratni raziskavi procesi nastanka novih vrst in njihova populacijska dinamika manj predvidljivi. Trdnejše dokaze bo mogoče zbrati le v prostoru. Najdbo taksona *Trigonodus abdominalis* pri Orlah že lahko štejemo k trdnejšim dokazom za obstoj njegovih populacij in njegovega klasifikacijskega nivoja kot rezultat procesa mikroevolucije.

Preiskane karnijske školjke so shranjene v zbirki dr. Bogdana Jurkovška, registrirani v Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani pod zaporednimi številkami 753, 754, 1023, 1034, 1035, 1129 in 1130. Fosile je fotografiral Ciril Gantar.

Literatura

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač lista Kranj. Zvezni geološki zavod Beograd, 70 p., Beograd.

Jelen, B. 1982, Karnijska školjčna favna na Lesnem brdu in njen paleobiološki pomen. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Jelen, B. 1988, Karnijska školjčna favna na Lesnem brdu in njen paleobiološki pomen. Geologija *31*, Ljubljana. V tisku.

Jurkovšek, B. 1977, O redki najdbi polža iz julskih plasti pri Drenovem griču. Proteus *39/9-10*, 359, Ljubljana.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal, v knjigi Zgodovina Ljubljane, Ljubljana.

Ramovš, A. 1961, Geološki izleti po ljubljanski okolici, Mladi geolog *3*, 231 p., Ljubljana.

Sedlar, J., Petrov, I. & Čadež, N. 1948, Poročilo o geološkem kartiranju terena Orle–Pleše. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

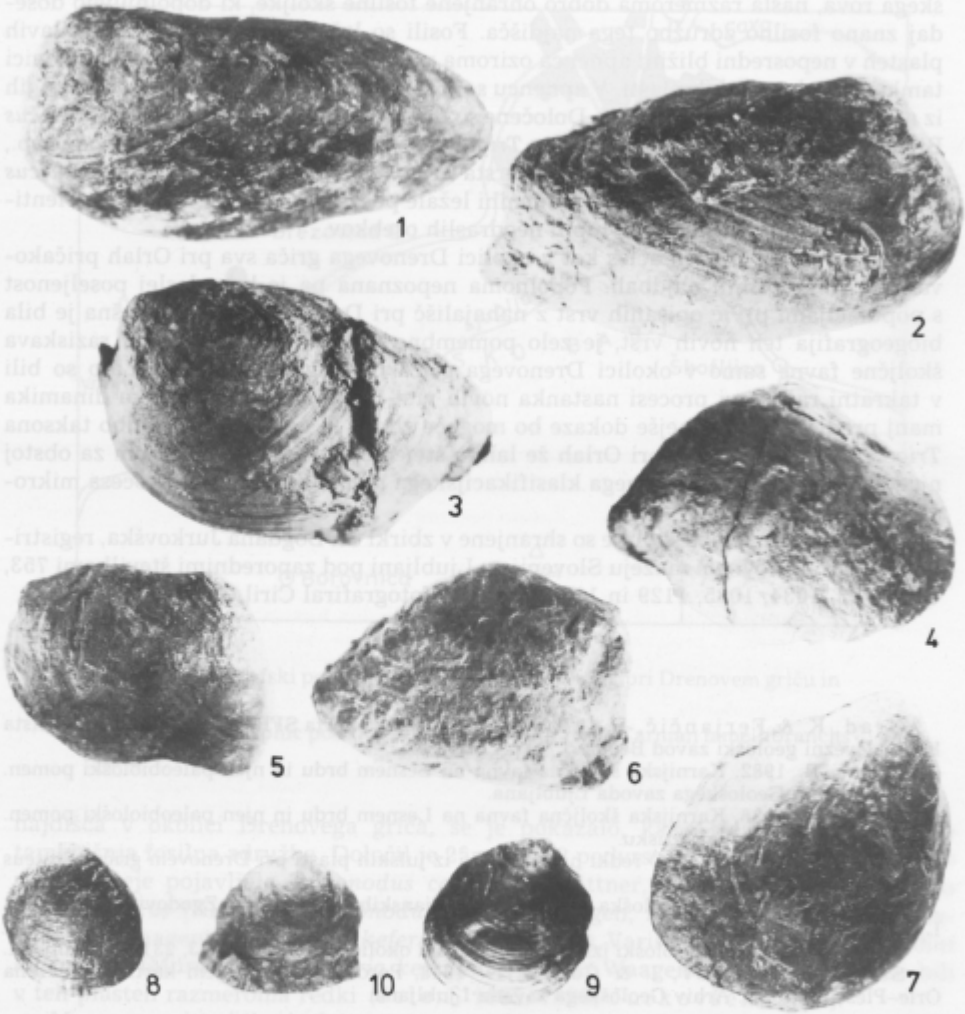


Tabla 1 – Plate 1

1 *Trigonodus bittneri* Waagen. Leva lupina – Left valve
2 *Trigonodus carniolicus* Bittner. Desna lupina – Right valve
3 *Trigonodus problematicus problematicus* (Klipstein). Leva lupina – Left valve
4, 5, 6 *Trigonodus abdominalis* Jelen
4, 5 Desna lupina – Right valve
6 Leva lupina – Left valve
7 *Trigonodus* sp. Desna lupina – Right valve
8, 9 Leva in desna lupina nedoraslega osebka – Left and right valve of young specimen
10 *Gonodon* sp. Desna lupina – Right valve

Naravna velikost – Natural size

GEOLOGIJA *31, 32*, 133–197 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.02(497.12)=20

Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia)

Srednjetriasni radiolariji Slovenije (Jugoslavija)

Špela Goričan
Paleontološki inštitut Ivana Rakovca ZRC SAZU, Novi trg 5, 61000 Ljubljana

Stanko Buser
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Abstract

The radiolarian fauna presented derives from five Middle Triassic localities in NW and central Slovenia. The sections consist of tuff and tuffite alternating with micritic limestone with chert.

On the basis of radiolarians extracted from the limestone beds, an Upper Illyrian-Fassanian age is assumed for the Zaklanec, Bohinj and Vojsko localities and a Langobardian age for Vršič and Mokronog. 89 species are included in the investigation, four of them are newly described: *Dumitricasphaera ? pennata, Falcispongus uncus, Hozmadia pyramidalis, Plafkerium ? firmum.*

Kratka vsebina

Predstavljena je radiolarijska favna petih nahajališč srednjetriasnih radiolarijev v severozahodni in osrednji Sloveniji. Profile z radiolariji sestavljajo tufi in tufiti v menjavanju z mikritnimi apnenci z roženci.

V apnencu smo našli dobro ohranjene radiolarije, s pomočjo katerih smo plasti nahajališč Zaklanec, Bohinj in Vojsko uvrstili v zgornji ilir-fassan, nahajališči Vršič in Mokronog pa v langobard. Določili smo 89 radiolarijskih vrst. Med njimi so opisane štiri nove: *Dumitricasphaera ? pennata, Falcispongus uncus, Hozmadia pyramidalis* in *Plafkerium ? firmum.*

Introduction

Limestone beds alternating with pyroclastites represent a very characteristic Middle Triassic lithological unit in Slovenia. All sequences containing primary volcanic rocks or tuffs were assigned to the Ladinian until recently. Jurkovšek (1983, 1984) proved by means of daonellas and posidonias that the Fassanian and the Langobardian Substages are present in the unit. On the basis of the fossil association fund, some authors assumed an Upper Anisian-Ladinian age for this formation (Premru, 1974, 1980, 1983). The question arises whether the volcanic activity

related to the disintegration of the Slovenian Carbonate Platform started as early as during the Upper Anisian or not until the Ladinian.

The well-known radiolarian assemblages from the lithologically similar sequences in Northern Italy, Hungary and Romania stimulated us to include radiolarians in our investigations. We wanted to confirm that the volcanic rocks accumulated during the Fassanian and the Langobardian as well. First of all we tried to find more evidence for the presence of the Fassanian Substage, which has been paleontologically proved only by Bittner (1884) and Jurkovšek (1983) so far. The question whether volcanic activity on the territory of Slovenia started during the Anisian or Ladinian cannot be satisfactorily solved with the present knowledge of the Triassic radiolarians.

Paleogeographic evolution of the studied part of Slovenia during the Ladinian

Stanko Buser

A period of relative stability, which started in the Upper Permian with the formation of a large Slovenian Carbonate Platform comprising almost the whole area of Slovenia and which was even more stable in the Lower Triassic, began to cease in the Upper Anisian. Long and deep fractures occurred in some places of the former stable carbonate platform. Soon after that they were widened into narrow intraplatform channels. On the major part of the carbonate platform the deposition of shallow-water limestone, later altered into dolomite, continued during the Upper Anisian. Deep intraplatform channels were characterized by the deposition of reddish nodular limestone of the Han Bulog Type (=Bučka Type) with ammonites (Kühn & Ramovš, 1965) or marly limestone bearing conodonts and marl with *Posidonia* (Ramovš & Jurkovšek, 1983 a).

In the Lower Ladinian the Slovenian Carbonate Platform disintegrated into several large blocks along deep faults of predominantly E-W direction (Buser, 1986). This structural differentation was caused by the Idrija Tectonic Phase, which represented one of the most significant tectonic events on the territory of Slovenia (Buser, 1980 a). During the initial tectonic activity most of the newly formed blocks subsided deeper than the former carbonate platform. Later on some of them were raised again, in some parts they were even subaerially exposed (Placer & Čar, 1975, 1977; Buser, 1986). On the elevated parts erosion cut down to the Carboniferous. Eroded rocks are encountered in the Ladinian conglomerates spread over a large area near Idrija and in the Southern Karavanke Mountains, where they occur in the variegated conglomerates comparable to the Ugovizza Breccia (Buser, 1980 b).

The central part of Slovenia represented an area of major subsidence. It was assigned to the eugeosyncline by Premru (1980, 1983), while Buser (1989) ascribed it to the initial and thus the oldest part of the Slovenian Basin. The area situated southwards from the eugeosyncline was attributed to the miogeosyncline by Premru (1980, 1983). According to Buser (1989) it represents the realm of the later Dinaric Carbonate Platform, which was built up only in the Lower Carnian.

Larger blocks did not remain as uniform subsided or raised areas. They were also more or less disintegrated so that the sedimentary pattern within the same paleogeographic unit or block was not perfectly uniform. Placer and Čar (1975, 1977) described an example of such a differentiated area on the territory around Idrija.

Different paleogeographic conditions caused the deposition of different rock sequences, which exhibit great lateral changes over small distances. In the most deeply subsided zone, in the Slovenian Basin, lateral changes in the rock composition are less pronounced than south from the basin, in the area of the subsequent Dinaric Carbonate Platform, where completely different rock sequences are found at a distance of some hundred meters.

Ladinian rock sequences with tuff in Slovenia

In the central part of present-day Slovenia, that is, in the Slovenian Basin, some hundred meters thick Pseudizilian Beds (synonym of Pseudogailthal Beds) were deposited. They consist of shale alternating with graywake and tuff. Local intercalations of thin-bedded micritic limestone with more or less frequent chert sheets or nodules occur.

Volcanic activity played a very important role in the Ladinian. The major part of the spilite-keratophyre association (Grafenauer, 1985) is restricted to the middle part of Slovenia, to the Slovenian Basin. Large masses of primary volcanites, which extrude through the sediments of the Pseudozilian Formation and dominate over pyroclastites, were confined to the deep faults along the margins of the basin.

The area situated south from the Slovenian Basin is characterized by the deposition of thin-bedded limestone with chert, shale and marl. Intercalated in these rock sequences are numerous tuff and tuffite layers. They often dominate over other rock units and represent the most characteristic type of rock in the Ladinian. Tuffs are undoubtedly derived from the volcanic centers in the Slovenian Basin, for outcrops of primary volcanites south from the basin are very rare. Also the thickness of the Ladinian beds in the southern zone is much smaller than in the Slovenian Basin. Generally it reaches only o few meters, exceptionally it exceeds one hundred meters.

Description of samples and localities

Twelve sections have been systematically sampled to obtain as much data as possible about the age and the beginning of the Middle Triassic volcanic activity. With field work we covered the major part of Slovenia, where radiolarians can be expected in appropriate rocks. Five localities revealed radiolarians preserved well enough for paleontolological research. In the other sections the samples contained none or very poorly preserved radiolarian fauna. The location and lithology of the sections studied are presented in Fig. 1 and Fig. 2 respectively. The age based on radiolarians is indicated in Table 1. Other sections are itemized only in the Slovene summary.

1. Locality name: **Zaklanec** (Fig. 2)
   Paleogeographic unit: southern part of the Slovenian Basin
   Location and access: 1,5 km north from Zaklanec near Horjul by the Zaklanec–Koreno road. The same section has already been described by Jurkovšek (1984) under the name Gradišče.
   Lithology of samples: dark grey micritic limestone with chert crusts.
   Radiolarian fauna: rich, diverse, well preserved.
   Other fossils: *Daonella lommeli* (Wissmann) (Jurkovšek, 1984) 30 m above the highest radiolarian sample.

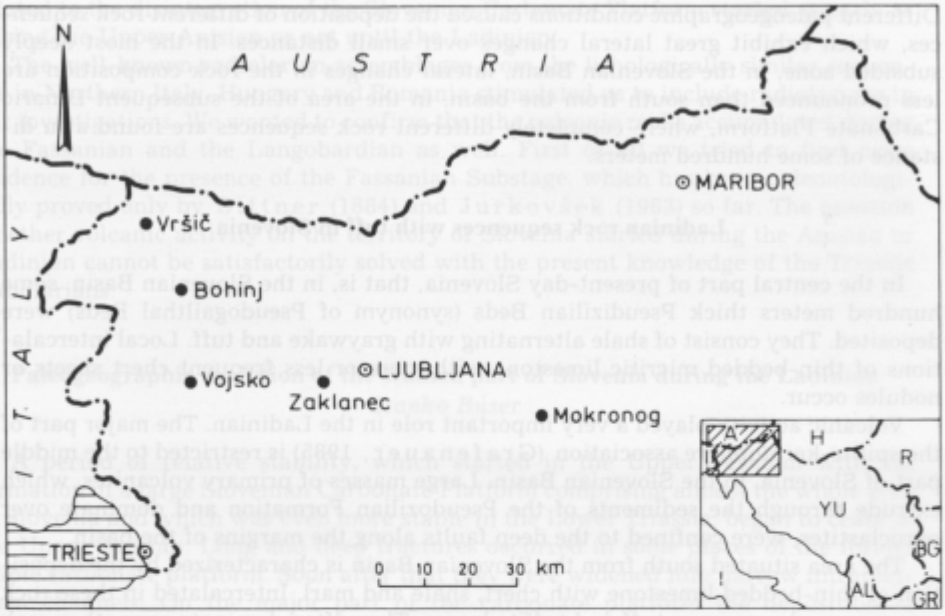


Fig. 1. Location of sections: Zaklanec, Bohinj, Vojsko, Vršič and Mokronog
Sl. 1. Položaj nahajališč: Zaklanec, Bohinj, Vojsko, Vršič in Mokronog

2. Locality name: **Bohinj** (Fig. 2)
Paleogeographic unit: Slovenian Basin, tectonic window cropping out beneath the Julian Carbonate Platform.
Location and access: 1 km in a direct line south from Sveti Duh at Lake Bohinj, 850 m above sea-level. The section is exposed in a narrow mountain-gorge under a small waterfall.
Lithology of samples: greenish-grey micritic cherty limestone.
Radiolarian fauna: extremely diverse and very well preserved.
3. Locality name: **Vojsko** (Fig. 2)
Paleogeographic unit: Dinaric Carbonate Platform
Location and access: Vojskarska planota, by the Idrija–Vojsko road, 3 km east from Vojsko, approximately 100 m west from the Gnezda farm.
Lithology of samples: dark grey and dark red micritic limestone with cherts.
Radiolarian fauna: common, fairly well preserved.
4. Locality name: **Vršič** (Fig. 2)
Paleogeographic unit: Julian Carbonate Platform
Location and access: 1.5 km south from the Vršič mountain-pass by the road to Trenta, above a scarp approximately 300 m north from the Šupca viewpoint. The section has been described by Ramovš and Jurkovšek (1983 b).
Lithology of samples: greenish-grey micritic nodular cherty limestone.
Radiolarian fauna: rare but relatively diverse, preservation moderate, inner structure commonly recrystallized.
Other fossils: *Daonella pichleri* Mojsisovics (Ramovš & Jurkovšek, 1983 b).

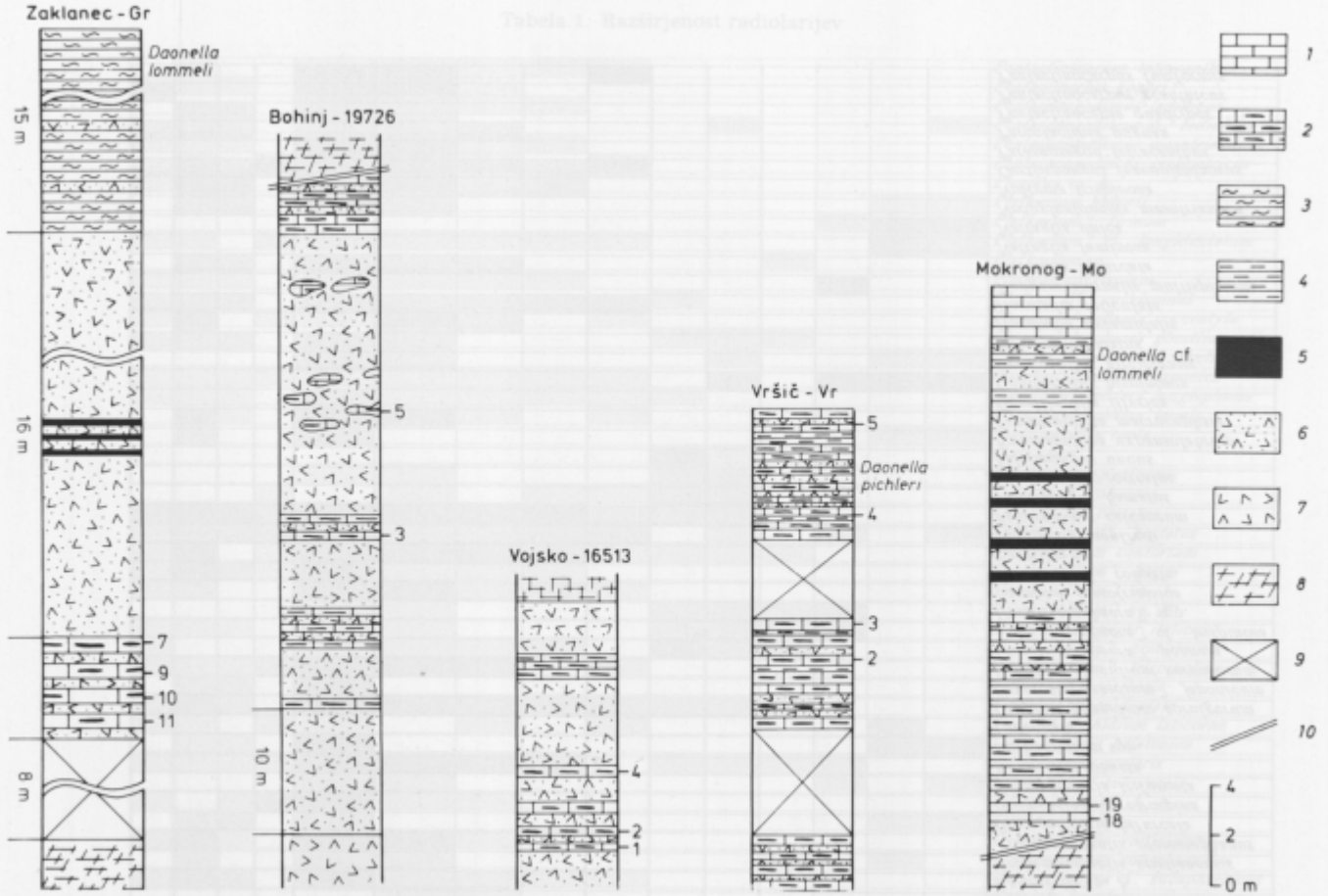


Fig. 2. Lithological columns of sections showing the position of radiolarian samples and co-occurring bivalves. The Zaklanec and Vršič sections are generalized according to Jurkovšek (1984) and Ramovš and Jurkovšek (1983 b) respectively

1 limestone; *2* limestone with chert; *3* shale; *4* marl; *5* chert; *6* tuff, tuffite; *7* keratophyre; *8* massive dolomite; *9* covered interval; *10* fault

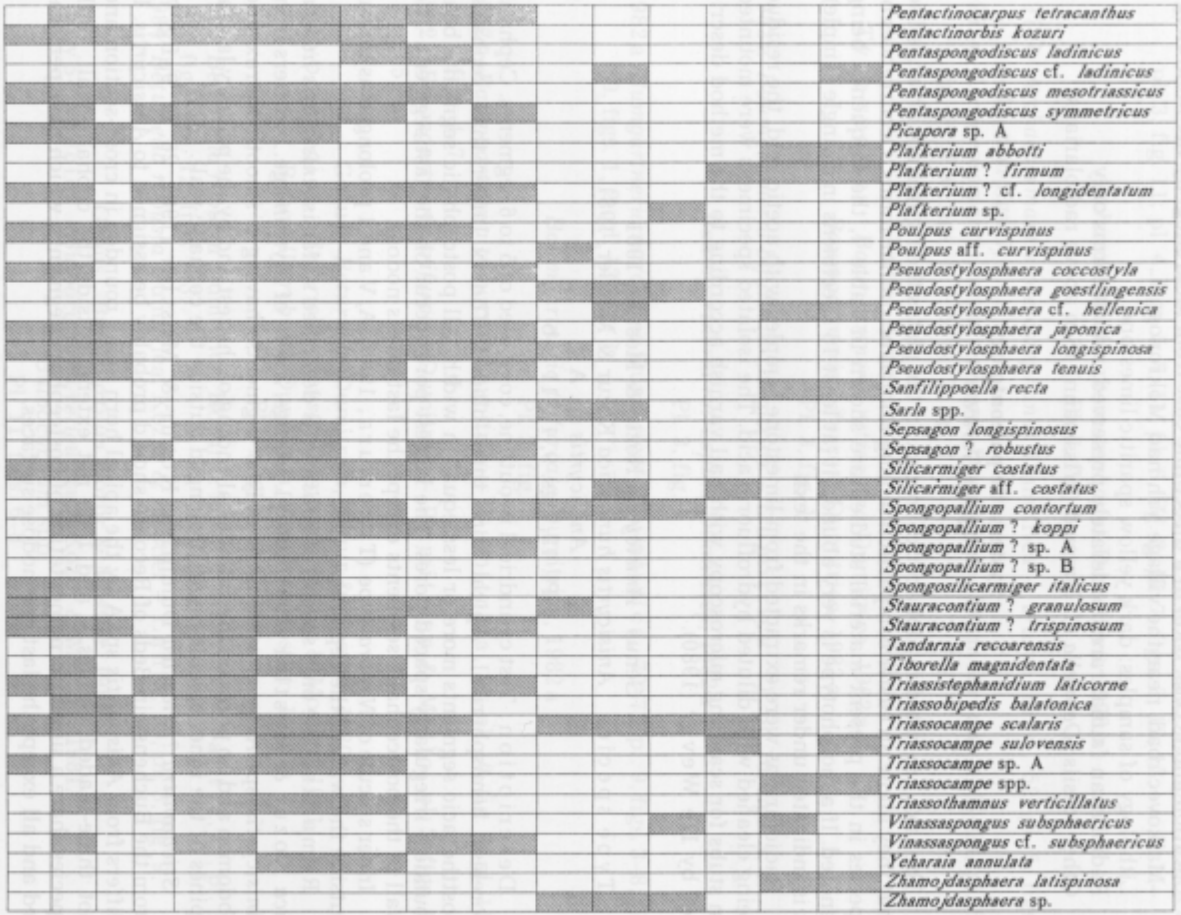
Sl. 2. Litološki stolpci s položajem radiolarijskih vzorcev in spremljajočimi školjkami. Profil Zaklanec je prirejen po Jurkovšku (1984), Vršič po Ramovšu in Jurkovšku (1983 b)

1 apnenec; *2* apnenec z rožencem; *3* skrilavi glinovec; *4* lapor; *5* roženec; *6* tuf, tufit; *7* keratofir; *8* masivni dolomit; *9* pokrito; *10* prelom

Table 1. Occurrence of radiolarians

Zaklanec U.Illyrian-Fassanian				Bohinj U.Illyrian-Fassanian		Vojsko U.Illyrian-Fassanian			Vršič U.Fassanian?-Langobardian				Mokronog Langobardian		Locality / Nahajališče — Species / Vrste
Gr 1	Gr 10	Gr 9	Gr 7	19726/3	19726/5	16513/1	16513/2	16513/4	Vr 2	Vr 3	Vr 4	Vr 5	Mo 18	Mo 19	
															Anisicyrtis sp. A
															Archaeosemantis cristianensis
															Archaeosemantis pterostephanus
															Baumgartneria bifurcata
															Baumgartneria retrospina
															Baumgartneria trifurcata
															Beturiella robusta
															Bulbocyrtium spp.
															Crucella sp.
															Cryptostephanidium cornigerum
															Cryptostephanidium ? *japonicum*
															Cryptostephanidium verrucosum
															Dumitricasphaera ? *pennata*
															Dumitricasphaera ? cf. *trispinosa*
															Dumitricasphaera ? spp.
															Eonapora mesotriassica
															Eonapora aff. *robusta*.
															Eonapora sp.
															Eptingium manfredi
															Falcispongus calcaneum
															Falcispongus hamatus
															Falcispongus rostratus
															Falcispongus uncus
															Foremanellina expansolabrum
															Foremanellina macrocephala
															Goestlingella illyrica
															Gomberellus bispinosus
															Gomberellus hircicornus
															Hinedorcus alatus
															Hozmadia pyramidalis
															Hozmadia reticulata
															Hungarosaturnalis multispinosus
															Katorella bifurcata
															Natraglia luminosa
															Natraglia unica
															Neopylentonema mesotriassica
															Nofrema trispinosa
															Oertlispongus inaequispinosus
															Parasepsagon tetracanthus
															Parentactinia pugnax
															Pentactinocapsa quadripes
															Pentactinocarpus acanthicus
															Pentactinocarpus fusiformis

Tabela 1. Razširjenost radiolarijev



5. Locality name: **Mokronog** (Fig. 2)
Paleogeographic unit: southern part of the Slovenian Basin.
Location and access: 3 km in a direct line east from Mokronog, by the Mokronog–Malkovec road, near the village Vrh nad Mokronogom.
Lithology of samples: dark yellow sparitic limestone.
Radiolarian fauna: rare, moderately preserved, robust forms only.
Other fossils: *Daonella* cf. *lommeli* (Wissmann) 18 m above radiolarians.

Systematic paleontology

Špela Goričan

The taxa are listed in alphabetical order. In the plates the figures are arranged so that they allow an easier comparison among related or similar forms. Occurrences of species in the present material studied are shown in Table 1, the frequency being ignored. If a mofphotype is very abundant (at least 15 specimens in a single sample), it is indicated under remarks in the text.

Radiolarians were extracted from limestone samples with acetic acid, the residue being cleaned with diluted hydrofluoric acid. The isolated specimens were mounted on stubs for scanning microscopy with nail varnish according to the method described by De Wever (1980).

Genus *Anisicyrtis* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Anisicyrtis hungarica* Kozur & Mostler, 1981.

Anisicyrtis sp. A
Pl. 12, figs. 9, 10, 11 a–b

Description: Test cylindrical in outline, composed of 5 to 6 segments. Cephalis poreless, hemispherical. Apical horn three-bladed. Thorax larger than cephalis, postthoracic segments more or less equal in width. All postcephalic segments bear rounded, irregularly spaced pores. The largest pores occur on the last segment. The wall of the postcephalic segments except the last one is nodose.

Inner spicule of *Napora*-type (Takemura, 1986). A, V and 1 prolonged as thorns outside the wall of the cephalis.

Remarks: The only species of *Anisicyrtis* described so far is *Anisicyrtis hungarica* Kozur & Mostler (1981, 105, pl. 13, figs. 2 a, b) of Illyrian age. It differs from *Anisicyrtis* sp. A by consisting of only 3 segments, having a smooth thorax and abdomen and no pores on the cylindrical ending of the test and by the primary lateral spines of the inner spicule being prolonged outside the cephalic wall.

Stichomitra ? *triassica* Dumitrica, Kozur & Mostler (1981, 25, pl. 9, fig. 7) from the Buchenstein Beds of Recoaro should probably be assigned to *Anisicyrtis*. It differs from *Anisicyrtis* sp. A by the apical horn being rounded in cross-section and not three-bladed. Spines V and 1 do not extend outside the cephalic wall. Both species share a similar ornamentation of postcephalic segments, which have perforated and all except the last one nodose surfaces.

Genus *Archaeosemantis* Dumitrica, 1978 b
Type species *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica, 1978 b.

Archaeosemantis cristianensis Dumitrica, 1982 c
Pl. 7, fig. 1

1978 b *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica – Dumitrica, 52, pl. 5, figs. 7, 8, non figs. 9–12.
1982 c *Archaeosemantis cristianensis* Dumitrica – Dumitrica, 423, pl. 1, fig. 11; pl. 3, fig. 11; pl. 4, figs. 5, 7, 11; pl. 6, fig. 2; pl. 7, figs. 3, 12, 13.

Archaeosemantis pterostephanus Dumitrica, 1978 b
Pl. 7, fig. 2

1978 b *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica – Dumitrica, 52, pl. 5, figs. 9–12, non figs. 7, 8.
1982 c *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica – Dumitrica, 423–424, pl. 5, fig. 1; pl. 6, figs. 1, 4, 5; pl. 7, fig. 1.

Genus *Baumgartneria* Dumitrica, 1982 a
Type species *Baumgartneria retrospina* Dumitrica, 1982 a.

Baumgartneria bifurcata Dumitrica, 1982 a
Pl. 3, fig. 1

1982 a *Baumgartneria bifurcata* Dumitrica – Dumitrica, 71, pl. 10, figs. 3, 4.

Baumgartneria retrospina Dumitrica, 1982 a
Pl. 3, fig. 3

1982 a *Bumgartneria retrospina* Dumitrica – Dumitrica, 70–71, pl. 9, figs. 3–8; pl. 10, figs. 1, 2; pl. 12, fig. 3.

Baumgartneria trifurcata Dumitrica, 1982 a
Pl. 3, fig. 2

1982 a *Baumgartneria trifurcata* Dumitrica – Dumitrica, 71, pl. 10, fig. 6; pl. 11, figs. 4–7.
1982 *Baumgartneria trifurcata* Dumitrica – Dumitrica & Mello, pl. 2, figs. 4, 5.

Genus *Beturiella* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Beturiella robusta* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1981.

Beturiella robusta Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 1, fig. 3

1980 *Beturiella robusta* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 11, pl. 3, fig. 5; pl. 12, figs. 1–3.
1984 *Beturiella robusta* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 29, pl. 3, fig. 9.

Genus *Bulbocyrtium* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Bulbocyrtium reticulatum* Kozur & Mostler, 1981.

Bulbocyrtium spp.
Pl. 11, figs. 6–8

Remarks: Various forms consisting of a large inflated reticular cephalis with a three-bladed apical horn and two to three perforated postcephalic segments are frequent in our Fassanian and Langobardian samples. The illustrated specimens differ from each other in the number and the relative width of the segments. They all

differ from the two species described so far (*Bulbocyrtium reticulatum* Kozur & Mostler, 1981, 106, pl. 11, fig. 1; *Bulbocyrtium cordevolicum* Kozur & Mostler, 1981, 107, pl. 11, fig. 2; pl. 13, fig. 1) in having a cylindrical ending of the test instead of a flaring imperforate skirt.

Genus *Crucella* Pessagno, 1971 emend. Baumgartner, 1980

Type species *Crucella messinae* Pessagno, 1971.

Crucella sp.

Pl. 1, fig. 8

Genus *Cryptostephanidium* Dumitrica, 1978a

Type species *Cryptostephanidium cornigerum* Dumitrica, 1978a.

Cryptostephanidium cornigerum Dumitrica, 1978a

Pl. 8, figs. 1–3

1978a *Cryptostephanidium cornigerum* Dumitrica – Dumitrica, 31, pl. 1, figs. 1–4; pl. 4, fig. 4.

1982 *Cryptostephanidium* cf. *cornigerum* Dumitrica – Yao, pl. 1, fig. 16.

Remarks: Pl. 8, fig. 3 represents an abnormal form with a pylome. Only one specimen of this type was found.

Cryptostephanidium ? *japonicum* (Nakaseko & Nishimura), 1979

Pl. 8, fig. 5

1979 *Trilonche japonica* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 72, pl. 4, figs. 8, 10.

1986 ? *Tripocyclia japonica* Nakaseko & Nishimura – Blome et al., pl. 8.3, figs. 13, 18.

Remarks: The species is questionably assigned to *Cryptostephanidium*. The inner structure was not illustrated by Nakaseko and Nishimura (1979) and it also could not be observed in our material.

Cryptostephanidium ? *japonicum* differs from *C. verrucosum* Dumitrica in that the horns are three-bladed only on the proximal part. Distally they are rounded in cross-section.

Cryptostephanidium verrucosum Dumitrica, 1978a

Pl. 8, fig. 4

1978a *Cryptostephanidium verrucosum* Dumitrica – Dumitrica, 31, pl. 1, figs. 7, 8; pl. 4, fig. 8.

Genus *Dumitricasphaera* Kozur & Mostler, 1979 emend. Lahm, 1984

Type species *Dumitricasphaera goestlingensis* Kozur & Mostler, 1979.

Remarks: Included are morphotypes with a spongy outer shell and two polar spines, which have three wings or three spinules on their tips. Most of the forms are new. The inner structure is not preserved in the material studied. The original definition of *Dumitricasphaera* (Kozur & Mostler, 1979, 60) also lacks the description of the inner structure, therefore the generic name is determined with a question mark.

Dumitricasphaera ? *pennata* Goričan n. sp.
Pl. 4, figs. 9a-b, 10

Etymology: pennatus, a, um (Latin) = winged.

Type locality: Vršič, NW Yugoslavia.

Diagnosis: Three thorny wings on the spine tips.

Description: Shell spherical, spongy. Two short polar spines. Spines strong, three-bladed, slightly torsioned distally. Blades rounded, grooves deep. The blades are distally widened to form three flattened wings. Outer edge of wings convex, ornamented with small thorns. Spines constricted at the beginning of wings. Length of spines together with wings approximately equal to the diameter of the shell.

Remarks: Three species of *Dumitricasphaera* have been described so far: *D. goestlingensis* Kozur & Mostler (1979, 60, pl. 3. fig. 1), *D. latispinosa* Kozur & Mostler (1979, 61, pl. 3. fig. 3) and *D. planustyla* Lahm (1984, 71, pl. 12, fig. 9). They all have three very long backward twisted thorny spinules on the spine tips instead of small flattened wings as with *D.* ? *pennata*.

Occurrence: Upper Fassanian?–Langobardian from NW Yugoslavia.

Dimensions (in μm): diameter of shell: 100–140 (holotype: 117, average of 10 specimens: 112); length of spines (including wings): 90–140 (holotype: 113, 127, average: 125); width of spines (at base): 45–60 (holotype: 50, average: 51).

Dumitricasphaera ? cf. *trispinosa* (Kozur & Mostler), 1979
Pl. 4, fig. 14

cf. 1979 *Spongostylus trispinosus* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 57, pl. 5. fig. 3.

Remarks: Our specimens differ from the holotype by spinules being turned towards the shell and not in the opposite direction.

Dumitricasphaera ? spp.
Pl. 4, figs. 11–13

Remarks: Beside *Dumitricasphaera* ? *pennata*, wich is the most frequent representative of the genus, there occur other similar forms with wings on the spine-tips. They differ from each other in the shape of the wings and length of the spines.

Genus *Eonapora* Kuzur & Mostler, 1979 emend. Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980

Type species *Eonapora pulchra* Kozur & Mostler, 1979.

Eonapora mesotriassica Kozur & Mostler, 1981
Pl. 10, fig. 1

1981 *Eonapora mesotriassica* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 81–82, pl. 27, fig. 1 a–d.

Eonapora aff. *robusta* Kozur & Mostler, 1981
Pl. 10, fig. 2a–b

aff. 1981 *Eonapora robusta* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 82, pl. 29, fig. 1a–c.

Remarks: *Eonapora* aff. *robusta* has thinner and shorter feet and apical horn than typical representatives of *E. robusta*. The ridges representing arches AV and Al on the outer surface of the cephalis are also slenderer. The whole test therefore looks more delicate.

Eonapora sp.
Pl. 10, fig. 3

1980 *Eonapora* n. sp. – Dumitrica et al., 21, pl. 9, figs. 3, 4.

Genus *Eptingium* Dumitrica, 1978a
Type species *Eptingium manfredi* Dumitrica, 1978a.

Eptingium manfredi Dumitrica, 1978a
Pl. 8, figs. 7–8

1978a *Eptingium manfredi* Dumitrica – Dumitrica, 33–34, pl. 3, figs, 3, 4; pl. 4, figs. 1, 2, 5–7.
? 1979 *Tripocyclia japonica* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 73, pl. 4, figs. 4–6.
1979 *Eptingium manfredi* Dumitrica – Pessagno et al., pl. 6, figs, 9, 10, 11.
1980 *Eptingium manfredi manfredi* Dumitrica – Dumitrica et al., 19, pl. 3, figs. 1–3; pl. 6, figs. 5–7.
1980 *Eptingium manfredi robustum* Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 20, pl. 6, figs, 1–4, 8.
1982 *Eptingium manfredi* Dumitrica – De Wever, 275–276, pl. 35, fig. 5.
1982 *Eptingium manfredi* Dumitrica – Dumitrica & Mello, pl. 2, figs. 6, 7.
1982 *Eptingium* cf. *manfredi* Dumitrica – Matsuda & Isozaki, pl. 3, fig. 25.
1982 *Eptingium manfredi* Dumitrica – Sato et al., pl. 2, fig. 13.
1982 *Eptingium* cf. *manfredi manfredi* Dumitrica – Takashima & Koike, pl. 1, figs. 7, 8.
1982 *Eptingium* cf. *manfredi* Dumitrica – Yao, pl. 1, fig. 17.
1982 *Eptingium* cf. *manfredi* Dumitrica – Yao et al., pl. 1, fig. 12.
non 1984 *Eptingium manfredi* Dumitrica ? – De Wever, pl. 2, fig. 5.
1986 *Eptingium manfredi robustum* Kozur & Mostler – Kozur & Réti, fig. 5A.
1989 *Pseudostylosphaera sudari* Kolar-Jurkovšek – Kolar-Jurkovšek, 158, fig. 2, no. 5a, b.

Remarks: *Eptingium manfredi robustum* is not distinguished from *E. manfredi manfredi*, because in the material studied both subspecies occur together. The morphotype is very frequent in all Upper Illyrian–Fassanian samples.

Genus *Falcispongus* Dumitrica, 1982a
Type species *Falcispongus falciformis* Dumitrica, 1982a.

Falcispongus calcaneum Dumitrica, 1982a
Pl. 3, figs. 4–6

1982a *Falcispongus calcaneum* Dumitrica – Dumitrica, 65, pl. 1, fig. 1; pl. 2, figs. 2, 4–6, 8.
1982 *Falcispongus calcaneum* Dumitrica – Dumitrica & Mello, pl. 2, fig. 3.
1984 *Falcispongus calcaneum* Dumitrica – De Wever, pl, 3, fig. 1.
1984 *Falcispongus calcaneum* Dumitrica – Lahm, 49–50, pl. 8, fig. 5.

Remarks: Specimens from the Vršič locality (upper Fassanian–Langobardian) (pl. 3, fig. 6) have a shorter stem, the spine is less thick, the passage between the external wing and the rest of the spine less pronounced. The spine is therefore more flattened than the typical forms from the uppermost Illyrian–Fassanian.

Falcispongus uncus Goričan n. sp.
Pl. 3, figs. 8–9

Etymology: uncus, a, um (Latin) = hooked, bent in.

Type locality: Vršič, NW Yugoslavia.

Diagnosis: flattened spine with large external wing.

Description: Spine long, flattened, asymmetrical. Outer wing large. It widens abruptly at a right angle to the stem or it is even slightly curved downwards. Inner wing much smaller. The indentation on the inner wing can result in a craw-like form (pl. 3, fig. 8). Distal part of main spine long, needle shaped.

Remarks: The general shape of the spine is more flattened than with *Falcispongus falciformis* Dumitrica (1982a). The transition between the wing and the median part of the spine is less pronounced. The outer wing is broader.

Falcispongus uncus n. sp. has a smaller inner wing than *F. rostratus* Dumitrica (1982a).

It further differs from *F. hamatus* Dumitrica (1982a) in having a bigger spine with a proportionally much longer stem and an abrupt transition between the stem and the outer wing.

Occurrence: Upper Fassanian?–Langobardian from NW Yugoslavia.

Dimensions (in μm, based on 4 specimens): total length of spine: 265–360 (holotype: 360), length of radius: 130–190 (holotype: 190), breadth of spine with wings: 105–150 (holotype 135), diameter of stem: 25–35 (holotype: 30).

Falcispongus hamatus Dumitrica, 1982a
Pl. 3, fig. 7

1982a *Falcispongus hamatus* Dumitrica – Dumitrica, 66–67, pl. 3, figs. 1, 4; pl. 4, fig. 1.

Falcispongus rostratus Dumitrica, 1982a
Pl. 3, fig. 12

1982a *Falcispongus rostratus* Dumitrica – Dumitrica, 66, pl. 3, figs. 8, 9; pl. 4, figs. 2, 3, 5, 6; pl. 5, figs. ?2, 4.

1984 *Falcispongus rostratus* Dumitrica – De Wever, pl. 3, fig. 2.

Genus *Foremanellina* Dumitrica, 1982b

Type species *Foremanellina helenae* Dumitrica, 1982b.

Foremanellina expansolabrum Dumitrica, 1982b
Pl. 11, fig. 4

1982b *Foremanellina expansolabrum* Dumitrica – Dumitrica, 79–80, pl. 2, figs. 4, 5.

Foremanellina macrocephala Dumitrica, 1982b
Pl. 11, fig. 5

1982b *Foremanellina macrocephala* Dumitrica – Dumitrica, 78, pl. 1, fig. 3; pl. 2. fig. 2; pl. 3, figs. 1–4.

Genus *Goestlingella* Kozur & Mostler, 1979
Type species *Goestlingella cordevolica* Kozur & Mostler, 1979.
Goestlingella illyrica Kozur 1984
Pl. 11, fig. 9

1984 *Goestlingella illyrica* Kozur – Kozur, 67, pl. 4, fig. 1.

Genus *Gomberellus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Gomberellus hircicornus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.

Gomberellus bispinosus (Kozur & Mostler), 1981
Pl. 1, fig. 10

1979 Spumellaria gen. et spec. inc. – Kozur & Mostler, pl. 21, fig. 2.
1981 *Karnospongella bispinosa* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 42, pl. 50, figs. 1a–d, 2.

Remarks: *Karnospongella* Kozur & Mostler is considered a younger synonym of *Gomberellus* Dumitrica, Kozur & Mostler. Both genera have an oval spongy shell with two main spines and some shorter additional spines in the opposite side of the shell. *Gomberellus bispinosus* (Kozur & Mostler) probably evolved from *G. hircicornus* by stronger torsion of the main spines.

Gomberellus hircicornus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 1, fig. 9

1980 *Gomberellus hircicornus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 6, pl. 10, fig. 6; pl. 14, fig. 3.
1984 *Gomberellus hircicornus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 52, pl. 8, fig. 11.

Genus *Hinedorcus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Hinedorcus alatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.
Hinedorcus alatus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 10, fig. 5

1980 *Hinedorcus alatus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 24, pl. 9, figs. 2, 8; pl. 15, fig. 4.

Genus *Hozmadia* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Hozmadia reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.
Hozmadia pyramidalis Goričan n. sp.
Pl. 9, figs. 4, 5a–b, 6, 7a–b

Etymology: pyramidalis, e (Latin) = pyramidal.
Type locality: Bohinj, NW Yugoslavia.

Diagnosis: small pyramidal *Hozmadia* with straight feet.

Description: Cephalis small, subspherical, constricted at the feet. Its surface perforated, covered with a reticulate network of ribs. Apical horn stout, three-bladed. Feet strong, straight, three-bladed distally. On the proximal part of the feet the outer ridge bifurcates, the ridges are prolonged on the outer surface of the cephalis. The other two blades of the adjacent feet connected to form a relatively wide poreless collar edge.

Remarks: *Hozmadia pyramidalis* differs from *H. reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler by being much smaller in size and by having straight pyramidal feet and a wide poreless collar edge. Apical horn is three-bladed.

Hozmadia longobardica Kozur & Mostler (1981, 82, pl. 28, figs. 1a, b, 3) has no collar edge and should probably be assigned to *Eonapora* Kozur & Mostler. *Hozmadia parva* Kozur & Mostler (1981, 83, pl. 32, fig. 2) has a smooth surface and slightly curved feet.

Occurrence: Upper Illyrian–Fassanian (equivalent of the Buchenstein Beds) from NW Yugoslavia.

Dimensions (in μm): width of cephalis: 52–76 (holotype: 62, average of 9 specimens: 62); height of cephalis without collar edge: 50–72 (holotype: 57, average: 59); height of apical horn: 40–60 (holotype: 55, average: 50) length of feet: 50–67 (holotype: 57, average: 56).

Hozmadia reticulata Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 9, figs. 8–10

1980 *Hozmadia reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 21–22, pl. 9, figs. 9, 10.

Remarks: *Hozmadia reticulata* is one of the most frequent species in the Upper Illyrian–Fassanian. Two slightly different forms occur together. A typical one is illustrated in pl. 9, fig. 8. Included are also forms with a larger cephalis, thinner cephalic wall and ridges, and slimmer apical horn and feet (pl. 9, figs. 9, 10).

Genus *Hungarosaturnalis* Kozur & Mostler, 1983
Type species *Hungarosaturnalis multispinosus* Kozur & Mostler, 1983.
Hungarosaturnalis multispinosus Kozur & Mostler, 1983
Pl. 1, fig. 5

1983 *Hungarosaturnalis multispinosa* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 8, pl. 4, figs. 1a, b, 2; pl. 5, fig. 5; pl. 6; fig. 1a, b; pl. 7, figs. 2, 3.

Genus *Katorella* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Katorella bifurcata* Kozur & Mostler, 1981.
Katorella bifurcata Kozur & Mostler, 1981
Pl. 1, fig. 11

1979 *Staurodoras dercourti* De Wever – Nakaseko & Nishimura, 71, pl. 3, fig. 7.

1981 *Katorella bifurcata* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 51, pl. 3, figs. 4, 5; pl. 60, fig. 2a, b.

1984 *Katorella bifurcata* Kozur & Mostler – Lahm, 52–53, pl. 9, fig. 2.

1984 *Katorella* sp. – Lahm, 53, pl. 9, fig. 3.

Genus *Natraglia* Pessagno, 1979

Type species *Natraglia luminosa* Pessagno, 1979.

Natraglia luminosa Pessagno, 1979

Pl. 1, fig. 7

1979 *Natraglia luminosa* Pessagno – Pessagno et al., 172, pl. 6, fig. 8.
1982 *Natraglia luminosa* Pessagno – De Wever, 266, pl. 33, fig. 5.
1984 *Natraglia unica* Pessagno – Kozur, pl. 2, fig. 2.

Natraglia unica Pessagno, 1979

Pl. 1, fig. 6

1979 *Natraglia unica* Pessagno – Pessagno et al., 172, pl. 6, fig. 7.
1982 *Ntraglia unica* Pessagno – De Wever, 265–266, pl. 33, fig. 6.

Genus *Neopylentonema* Kozur, 1984

Type species *Neopylentonema mesotriassica* Kozur, 1984.

Neopylentonema mesotriassica Kozur, 1984

Pl. 8, fig. 11

1984 *Neopylentonema mesotriassica* Kozur – Kozur, 71, pl. 4, fig. 5; pl. 5, fig. 1a–c; pl. 6, fig. 1.

Genus *Nofrema* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980

Type species *Nofrema trispinosa* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.

Nofrema trispinosa Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980

Pl. 10, fig. 6

1980 *Nofrema trispinosa* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 25, pl. 9, fig. 1; pl. 15, fig. 3.

Genus *Oertlispongus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980

Type species *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980.

Oertlispongus inaequispinosus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980

Pl. 3, figs. 10–11

1980 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 5, pl. 10, fig. 7.
1982a *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica, 64–65, pl. 1, figs. 2, 4, 6. 9; non fig. 7.
1982 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica & Mello, pl. 2, figs. 1, 2.
1983 *Oertlispongus annulatus* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 33, pl. 1, fig. 6.
1983 *Oertlispongus longirecurvatus* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 33–34, pl. 1, fig. 5.
1984 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 48, pl. 8, fig. 2.
1984 n. gen. n. sp. – Lahm, 48, pl. 8, fig. 4.
1986 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Kozur & Réti, fig. 5F.

Remarks: In our samples the specimens of *Oertlispongus inaequispinosus* are abundant but mostly represented by broken spines without a shell, the distinction of *O. annulatus* Kozur & Mostler and *O. longirecurvatus* Kozur & Mostler from *O. inaequispinosus* is not possible. Moreover, all our specimens are found in the Upper Illyrian-Fassanian, the difference in the stratigraphic range of the three morphotypes thus could not have been assumed.

The spines of *Oertlispongus inaequispinosus* are resistant to the dissolutional processes. In the poorly preserved Gr 7 sample they absolutely predominate in the assemblage.

Genus *Parasepsagon* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.
Parasepsagon tetracanthus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 6, fig. 1

1980 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 13, pl. 1, fig. 8; pl. 2, fig. 7.
1981 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 36, pl. 36, fig. 2; pl. 51, fig. 3.
1984 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 41, pl. 6, fig. 11.

Genus *Parentactinia* Dumitrica, 1978b
Type species *Parentactinia pugnax* Dumitrica, 1978b.
Parentactinia pugnax Dumitrica, 1978b
Pl. 7, fig. 6

1978b *Parentactinia pugnax* Dumitrica – Dumitrica, 50–51, pl. 4, figs. 4?, 5; pl. 5, figs. 1–3.

Genus *Pentactinocapsa* Dumitrica, 1978b
Type species *Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica, 1978b.
Pentactinocapsa quadripes Dumitrica, 1978b
Pl. 7, fig. 5

1978b *Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica – Dumitrica, 45–46, pl. 1, figs. 2–4.

Genus *Pentactinocarpus* Dumitrica, 1978b
Type species *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica, 1978b.
Pentactinocarpus acanthicus Dumitrica, 1978b
Pl. 7, fig. 12

1978b *Pentactinocarpus acanthicus* Dumitrica – Dumitrica, 44–45, pl. 3, fig. 3.
1980 *Pentactinocarpus acanthicus* Dumitrica – Dumitrica et al., 7–8, pl. 4, fig. 7.
1981 *Pentactinocarpus bispinosus* Kozur & Mock – Kozur & Mostler, 21, pl. 52, fig. 2 a–b.
1984 *Pentactinocarpus acanthicus* Dumitrica – Lahm, 22–23, pl. 2, figs. 9, 10.

Remarks: *Pentactinocarpus bispinosus* Kozur & Mostler is considered an aberrant form of *P. acanthicus* with a bifurcate apical spine.

Pentactinocarpus fusiformis Dumitrica, 1978b
Pl. 7, fig. 11

1978b *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Dumitrica, 44, pl. 2, fig. 2.
1980 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Dumitrica et al., 8, pl. 4, figs. 2, 3, 5, 6, 8.
1982 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Yao, pl. 1, fig. 20.
1982 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Yao et. al., pl. 1, fig. 13.
1984 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Lahm, 24–25, pl. 3, fig. 1.
1986 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica – Kozur & Réti, fig. 6C.

Pentactinocarpus tetracanthus Dumitrica, 1978b
Pl. 7, figs. 8–10

1978b *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica – Dumitrica, 44, pl. 2, fig. 1.
1979 *Sethophaena* (?) sp. A – Nakaseko & Nishimura, 79, pl. 8, fig. 7, non fig. 8.
1980 *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica – Dumitrica et al., 8, pl. 4, figs. 1, 4.
1984 *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica – Lahm, 23–24, pl. 2, fig. 11.
1984 *Pentactinocarpus* cf. *tetracanthus* Dumitrica – Lahm, 24, pl. 2, fig. 12.
1984 *Pentactinocarpus bispinosus* Kozur & Mock – Lahm, 24, pl. 2, fig. 13.

Remarks: *Pentactinocarpus* cf. *tetracanthus* and *P. bispinosus* described by Lahm (1984) are aberrant forms of *P. tetracanthus*. Two aberrant specimens from our material are illustrated in pl. 7, figs. 9, 10. The first one has two antapical spines, the second has five basal spines. Aberrant forms of *P. tetracanthus* are rather frequent but differ one from another.

The frequency of *P. tetracanthus* is about half of that of *P. fusiformis* in the Buchenstein Limestone of Recoaro (Dumitrica, 1978b). In the present studied material from NW Yugoslavia the situation is the opposite. *P. tetracanthus* is relatively abundant but *P. fusiformis* very rare.

Genus *Pentactinorbis* Dumitrica, 1978
Type species *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica, 1978b.
Pentactinorbis kozuri Dumitrica 1978b
Pl. 7, fig. 7

1978b *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica – Dumitrica, 46–47, pl. 3, figs. 4–5.
non 1982 *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica – De Wever, 119–121, pl. 1, fig. 4.
1984 *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica – Lahm, 26, pl. 3, fig. 2.

Genus *Pentaspongodiscus* Kozur & Mostler, 1979 emend. Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Pentaspongodiscus tortilis* Kozur & Mostler, 1979.
Pentaspongodiscus ladinicus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 2, fig.3

1980 *Pentaspongodiscus tortilis ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 10, pl. 8, fig. 5.

1981 *Pentaspongodiscus ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 62, pl. 45, fig. 2.
1984 *Pentaspongodiscus ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 55, pl. 9, fig. 8.

Pentaspongodiscus cf. *ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 2, fig. 4

Remarks: It differs from the type material by having a larger shell, relatively shorter and broader spines, which are more torsioned, especially on their distal part. According to the occurrence in NW Yugoslavia (Table 1) *P.* cf. *ladinicus* could be younger than *P. ladinicus*.

Pentastpongodiscus mesotriassicus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 2, figs. 1–2

1980 *Pentaspongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 10, pl. 8, fig. 7.
? 1981 *Pentaspongodiscus* ? *ruesti* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 62–63, pl. 59, figs. 2, 3.
? 1984 *Pentaspongodiscus ruesti* Kozur & Mostler – Lahm, 55–56, pl. 9, fig. 9.
? 1984 *Pentaspongodiscus* cf. *ruesti* Kozur & Mostler – Lahm, 56, pl. 9, fig. 10.
1984 *Pentaspongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 56, pl. 9, fig. 11.

Remarks: *Pentaspongodiscus ruesti* Kozur & Mostler is questionably assigned to *P. mesotriassicus*. The additional spine does not lie at the same angle and in the same place with all the specimens. It seems more probable that *P. ruesti* is an aberrant representative of *P. mesotriassicus*.

P. mesotriassicus is very frequent.

Pentaspongodiscus symmetricus Dumitrica, Kozur & Mostler 1980
Pl. 2, fig. 5

1980 *Pentaspongodiscus symmetricus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 10, pl. 8, fig. 4.
1984 *Pentaspongodiscus symmetricus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 57–58, pl. 10, fig. 2.
1984 *Pentaspongodiscus heptastylus* Lahm – Lahm, 58, pl. 10, fig. 3.

Remarks: *Pentaspongodiscus heptastylus* is considered an aberrant form of *P. symmetricus*.

Genus *Picapora* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Picapora robusta* Kozur & Mostler, 1981.

Remarks: *Picapora* was originally defined as having a closed thorax (Kozur & Mostler, 1981, 109). This criterium is now discarded, because in the material studied there occur otherwise identical specimens with a closed or open mouth.

Picapora sp. A
Pl. 11, figs. 1a–b, 2a–b, 3a–b

Description: Test dicyrtid. Cephalis small, its surface covered with ribs. Thorax pyramidal, thoracic wall smooth. Apical horn and feet three-bladed. Feet visible on external side of the thorax. Vertical spine penetrates the cephalic wall as a short thorn. Thorax distally closed with a thin plate (pl. 11, figs. 1b, 2b) or it has a rounded aperture with a strong rim (pl. 11, fig. 3b).

Remarks: Two morphotypes are included – one with a closed and the other with an open mouth. The difference in the stratigraphic range of these two types has not yet been stated. It is possible that they represent only two different onthogenetic stages of the same species.

Picapora robusta Kozur & Mostler (1981, 110, pl. 7, fig. 1a–d, 2a–b) differs from *Picapora* sp. A in having a fourbladed apical horn and a longer prolongation of the vertical spine.

Genus *Plafkerium* Pessagno, 1979

Type species *Plafkerium abbotti* Pessagno, 1979.

Remarks: The inner structure of *Plafkerium* has not yet been described or illustrated. The bad preservation of our material does not allow this either. The cortical shell is double-layered as with *Parasepsagon*. For this reason the newly described species *Plafkerium? firmum* is questionably ascribed to this genus.

Plafkerium abboti Pessagno, 1979
Pl. 6, figs. 7–8

1979 *Plafkerium abbotti* Pessagno – Pessagno et al., 179–180, pl. 9, figs. 6, 10, 14.
1982 *Plafkerium abboti* Pessagno – De Wever, 172–173, pl. 9, fig. 3.

Remarks: The test is somewhat smaller than with the type material, the spines are relatively thicker.

Plafkerium ? firmum Goričan n. sp.
Pl. 6, figs. 3–6

Etymology: firmus, a, um (Latin) = firm, solid, strong.

Type locality: Vršič, NW Yugoslavia.

Diagnosis: Four straight spines with primary and secondary ridges and grooves.

Description: Cortical shell square in outline, slightly convex, two-layered. Outer layer consisting of irregular nodes and connecting rays. Four spines extending from the corners of the square at right angles, not always absolutely coplanar (pl. 6, fig. 4). One spine longer. All the spines straight or only very slightly twisted (pl. 6, fig. 5). Spines with three primary and three relatively deep secondary grooves. Ridges wide, rounded. Spine-tips rounded, terminating with a short needle, circular in cross-section.

The size of the test, especially the lenght of the spines, displays great variability. With the biggest specimens the spines are nearly twice as long as with the smallest ones. In the material studied the two extreme types occur together, therefore they are defined as the same species.

Remarks: *Plafkerium ? firmum* differs from *Plafkerium abbotti* Pessagno (Pes-

sagno et al., 1979), *Plafkerium hindei* Pessagno (Pessagno et al., 1979), *Emiluvia ? cochleata* Nakaseko & Nishimura (1979) and *Stauracontium minoense* Nakaseko & Nishimura (1979) in that all four spines are straight and have distinctive secondary grooves beside primary ones.

Occurrence: Langobardian of NW Yugoslavia, very frequent.

Dimensions (in μm): width of shell (bettween adjacent spines): 115–140 (holotype: 120, average of 19 specimens: 129); length of shorter spines: 73–165 (holotype: 77, average: 100); length of longer spine: 110–240 (holotype: 110, average: 143); maximum width of spines: 47–66 (holotype: 47, average: 56).

Plafkerium ? cf. *longidentatum* Kozur & Mostler, 1981
Pl. 6, fig. 2

cf. 1981 *Plafkerium* ? *longidentatum* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 71, pl. 51, fig. 1.
1984 *Staurosphaera* ? *fluegeli* Kozur & Mostler – Lahm, 75, pl. 13, fig. 7.
cf. 1984 *Plafkerium longidentatum* Kozur & Mostler – Lahm, 87, pl. 15, fig. 12.

Remarks: The form differs from the type material in that all the four spins are equal in length. The whole test is somewhat larger, the spines are relatively narrower.

Plafkerium sp.
Pl. 6, fig. 9

1982 *Plafkerium* sp. – De Wever, pl. 9, fig. 4.

Remarks: The form differs from *P. abbotti* Pessagno in having very strong and broad spines, which widen distally and terminate abruptly. Primary grooves wide, secondary ones insignificant.

Genus *Poulpus* De Wever, 1979
Type species *Poulpus piabyx* De Wever, 1979.

Poulpus curvispinus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 9, figs. 1–2

1980 *Poulpus curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 22, pl. 2, fig. 1; pl. 15, figs. 5, 6.

Remarks: One abnormal specimen with a foot being split along the whole length was found (pl. 9, fig. 2).

Poulpus aff. *curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 9, fig. 3

1982 *Poulpus* aff. *curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Yao, pl. 1, fig. 18.

Description: Large hemispherical cephalis with an irregular meshwork of widely open rounded pores, pore frames pentagonal to hexagonal.

Genus *Pseudostylosphaera* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Pseudostylosphaera gracilis* Kozur & Mostler, 1981.

Pseudostylosphaera coccostyla (Rüst), 1892
Pl. 5, fig. 1

1892 *Spongatractus coccostylus* Rüst – Rüst, 160, pl. 21, fig. 8.
1981 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) – Kozur & Mostler, 31–32, pl. 15, fig. 3; pl. 46, fig. 5.
1981 *Pseudostylosphaera* ? sp. – Kozur & Mostler, 33, pl. 47, fig. 5.
1948 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) – Lahm, 33–34, pl. 4, figs. 7, 8.
1986 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) – Kozur & Réti, fig. 6E.

Remarks: The test is much larger and more robust than with other representatives of *Pseudostylosphaera*. On the spines there are prominent secondary ridges and grooves beside primary ones. The illustration of the holotype (Rüst, 1892, pl. 21, fig. 8) is not very clear. Our material corresponds well to other descriptions and photographs cited in the synonymy.

Pseudostylosphaera goestlingensis (Kozur & Mostler), 1979
Pl. 5, fig. 7

1979 *Stylosphaera* ? *goestlingensis* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 54, pl. 17, fig. 5; pl. 18, fig. 1.
non 1984 *Pseudostylosphaera goestlingensis* (Kozur & Mostler) – Lahm, 35–36, pl. 5, figs. 3, 4.

Remarks: The shell structure of *P. goestlingensis* described by Lahm (1984) does not correspond to *Pseudostylosphaera*. The spines have sharp blades and not rounded as with the type material.

The species is frequent.

Pseudostylosphaera cf. *hellenica* (De Wever), 1979
Pl. 5, fig. 8

cf. 1979 *Archaeospongoprunum* (?) *hellenicum* De Wever – De Wever et al., 78, pl. 1, fig. 8.
cf. 1979 *Stylosphaera* ? cf. *hellenica* (De Wever) – Kozur & Mostler, 55, pl. 1, fig. 4; pl. 17, fig. 4.
cf. 1982 *Archaeospongoprunum hellenicum* De Wever – De Wever, 179–180, pl. 10, figs. 4, 5?.
cf. 1984 *Pseudostylosphaera hellenica* (De Wever) – Lahm, 35, pl. 5, figs. 1, 2.

Remarks: Included are forms with spines being distally more torsioned than proximally. With the type material this difference is even more pronounced.

Pseudostylosphaera japonica (Nakaseko & Nishimura), 1979
Pl. 5, fig. 2

1979 *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 67, pl. 1, figs. 2, 4, 9.
1982 *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko & Nishimura – Mizutani & Koike, pl. 3, fig. 3.
1982 *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko & Nishimura – Sato et al., pl. 2, figs. 1, 2.
1982 *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko & Nishimura – Yao, pl. 1, fig. 21.
1984 *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura) – Lahm, 34, pl. 4, figs. 9, 10.

1986 *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura) – Blome et al., pl. 8.3, figs. 1–2.

Remarks: In the Upper Illyrian-Fassanian assemblages *P. japonica* prevails over other representatives of the genus.

Pseudostylosphaera longispinosa Kozur & Mostler, 1981
Pl. 5, figs. 3–5

1981 *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 32, pl. 1, fig. 6.
1981 *Pseudostylosphaera longobardica* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 33, pl. 49, fig. 3.
1984 *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler – Lahm, 34–35, pl. 4, figs. 11, 12.
1986 Transitional form between *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler 1981 and *P. longobardica* – Kozur & Réti, fig. 6D.

Remarks: Included are forms with two straight polar spines being more or less equal in length and at least 1.5 times longer than the main axis of the shell (with *P. japonica* this ratio is approximately 1:1).

P. longobardica Kozur & Mostler is not considered a different species. The difference between the spherical to subspherical shell of *P. longispinosa* and the ellipsoidal to subellipsoidal shell of *P. longobardica* is difficult to recognize. Most specimens represent transitional forms.

Pseudostylosphaera tenuis (Nakaseko & Nishimura), 1979
Pl. 5, fig. 6

1979 *Archaeospongoprunum tenue* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 68–69, pl. 1, figs. 8, 10.
1982 *Archaeospongoprunum tenue* Nakaseko & Nishimura – Mizutani & Koike, pl. 3, fig. 2.
1984 *Pseudostylosphaera tenue* (Nakaseko & Nishimura) – Lahm, 36, pl. 5, figs. 5, 6.

Genus *Sanfilippoella* Kozur & Mostler, 1979
Type species *Sanfilippoella tortilis* Kozur & Mostler, 1979.

Sanfilippoella recta Kozur & Mostler, 1981
Pl. 10, fig. 4

1981 *Sanfilippoella recta* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 101, pl. 21, fig. 1a–c; pl. 22, figs. 1, 2.

Genus *Sarla* Pessagno, 1979
Type species *Sarla prietoensis* Pessagno, 1979.

Sarla spp.
Pl. 5, figs. 11–12

Remarks: Various forms with a double-layered cortical shell and three coplanar spines (one of them of different size and sometimes structure than the other two) were

found in the Upper Fassanian?-Langobardian from Vršič. They differ in the relative length and structure of the spines.

Sarla ? kretaensis Kozur & Krahl (1984) has well-pronounced secondary ridges and grooves on the spines, the shorter spines are more twisted than in our material. *Sarla ariana* Cordey et al. (1988), *S. integrita* Cordey et al. (1988) and *S. soustra* Cordey et al. (1988) have longer spines.

Genus *Sepsagon* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Triactoma longispinosum* Kozur & Mostler, 1979.
Sepsagon longispinosus (Kozur & Mostler), 1979
Pl. 5, fig. 9.

1979 *Triactoma longispinosum* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 59, pl. 1, fig. 6; pl. 11, fig. 3, 8; pl. 12, fig. 6; pl. 13, fig.1.
1980 *Sepsagon longispinosus* (Kozur & Mostler) – Dumitrica et al., 15, pl. 5, figs. 1, 2, 5, 6; pl. 15, fig. 1.
1983 *Sarla longispinosum* (Kozur & Mostler) – Blome, 19–20, pl. 3, figs. 5, 7, 10, 18; pl. 11, fig. 4.
1984 *Sarla longispinosa* (Kozur & Mostler) emend. Blome – Blome, 31, pl. 4, fig. 3.
1984 *Sepsagon longispinosus longispinosus* (Kozur & Mostler) – Lahm, 39, pl. 6, figs. 3, 4, 5.
1984 *Sepsagon* cf. *longispinosus longispinosus* (Kozur & Mostler) – Lahm, 39, pl. 6, figs. 6, 7.
1984 *Sepsagon longispinosus recoarensis* Lahm – Lahm, 40, pl. 6, fig. 8.

Sepsagon ? robustus Lahm, 1984
Pl. 5, fig. 10

1984 *Sepsagon ? robustus* Lahm – Lahm, 40–41, pl. 6, fig. 10.

Genus *Silicarmiger* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.
Silicarmiger costatus Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 10, fig. 8

1980 *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 23, pl. 7, figs. 1–6; pl. 14, fig. 4; pl. 15, fig. 2.
1981 *Silicarmiger costatus anisicus* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 104, pl. 10, fig. 1a, b.

Remarks: *Silicarmiger costatus anisicus* is included in the synonymy. In the number of transverse ribs and lack of velum it resembles the juvenile stage of *S. costatus costatus* illustrated by Dumitrica et. al. (1980, pl. 15, fig. 2).

Silicarmiger aff. *costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 10, fig. 9

Remarks: It differs from the type material by having a smaller cephalis and a shorter apical horn. According to the occurrence in NW Yugoslavia *Silicarmiger* aff. *costatus* seems to be younger than *S. costatus*.

Genus *Spongopallium* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Spongopallium contortum* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980.

Remarks: Included are forms with a spongy cortical shell and two polar spines, which can be straight, torsioned or even hollow.

According to the original definition of *Spongopallium* (Dumitrica et al., 1980, 15) it has a spongy cortical mantle and two latticed inner shells. With most of our material the inner structure has not been observed, with the others it differs from that of *Spongopallium* (*Spongopallium* cf. *koppi*, pl. 4, fig. 4). For the sake of simplicity and an easier survey the forms are assigned to the same genus. The generic name is thus mostly determined with a question mark.

Spongopallium contortum Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 4, figs. 7–8

1980 *Spongopallium contortum* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 16, pl. 2, fig. 5; pl. 11, fig. 1.
1984 *Spongopallium contortum* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 109, pl. 19, figs. 8, 9.

Spongopallium ? *koppi* (Lahm), 1984
Pl. 4, fig. 1

1984 *Cromyostylus* ? *koppi* Lahm – Lahm, 68, pl. 12, figs. 1, 2.
1986 *Spongopallium* n. sp. – Kozur & Réti, fig. 6H.

Remarks: The outer outlook of the form is most similar to *Spongopallium* but the inner structure as illustrated by Lahm (1984, pl. 12, fig. 2) is different (see remarks under the generic name).

In the same samples as *S.* ? *koppi* there occur forms with completely straight or very slightly twisted spines, which have wider grooves and sharp blades. They are determined as *Spongopallium* ? cf. *koppi* (pl. 4, figs. 2–4). Their occurrence is not included in Table 1.

Spongopallium ? sp. A
Pl. 4, fig. 5

Description: Spherical shell with two polar spines of somewhat unequal length. Outer layer of the shell spongy. Spines three-bladed, ending with a needle. Blades sharp, twisted.

Remarks: This morphotype occurs in the Upper Illyrian-Fassanian. It probably represents an ancestral species of *Spongostylus carnicus* Kozur & Mostler (1979, 56, pl. 9, figs. 5, 6) and *Spongostylus tortilis* Kozur & Mostler (1979, 56, pl. 4. fig. 2), wich differ by having more torsioned spines. The inner structure of none of these species has been observed so far, thus the phylogenetic relationship among them cannot be confirmed.

A very closely related species has recently been described as *Pseudostylosphaera slovenica* Kolar-Jurkovšek (1989, 158, fig. 2, no 1–3).

Spongopallium ? sp. B
Pl. 4, fig. 6

1982 Spumellaria gen. et sp. indet. with tubular spines – Dumitrica & Mello, pl. 2, fig. 13.

Genus *Spongosilicarmiger* Kozur, 1984
Type species *Spongosilicarmiger italicus* Kozur, 1984.
Spongosilicarmiger italicus Kozur, 1984
Pl. 10, fig. 7

1979 *Stichopterium* (?) sp. B – Nakaseko & Nishimura, 80–81, pl. 11, figs. 2, 5.
1984 *Spongosilicarmiger italicus* Kozur – Kozur, 64, pl. 6, fig. 2; pl. 7, fig. 1a, b.

Remarks: The apical horn of the holotype ends with a short three-bladed spine. In our material the distal portion of the apical horn is long, curved, circular in cross-section.

Genus *Stauracontium* Haeckel, 1881
Type species *Stauracontium cruciferum* Haeckel, 1887.
Stauracontium ? *granulosum* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 1, fig. 1

1980 *Stauracontium* ? *granulosum* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 16, pl. 1, fig. 7; pl. 11, fig. 5.
1980 *Plafkerium* ? *muelleri* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 14, pl. 1, fig. 3.
1984 *Stauracontium granulosum* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 76–77, pl. 13, fig. 9.
1984 *Plafkerium muelleri* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 87, pl. 15, fig. 11.

Remarks: According to the original definition *Stauracontium* ? *granulosum* (Dumitrica et al., 1980, 16) has a latticed shell while the shell of *Plafkerium* ? *muelleri* (Dumitrica et al., 1980, 14) is somewhat spongy. The spines are identical with both species. So far no difference in the stratigraphic range of these two morphotypes has been recorded. They most probably represent only two different ontogenetic stages of the same species.

Stauracontium ? *trispinosum* (Kozur & Mostler), 1979
Pl. 1, fig. 2

1979 *Staurosphaera trispinosa* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 58, pl. 21, fig. 3.
1979 *Staurosphaera triloba* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 72, pl. 5, figs. 1, 2.
1980 *Stauracontium* ? *trispinosum ladinicum* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 17, pl. 1, fig. ?5; pl. 2, fig. 4; pl. 3, figs. 6, 7; pl. 5, fig. 4; pl. 14, fig. 5.
1984 *Stauracontium* ? *trispinosum* (Kozur & Mostler) – Lahm, 76, pl. 13, fig. 8.

Genus *Tandarnia* Dumitrica, 1982c
Type species *Tandarnia recoarense* Dumitrica 1982c.
Tandarnia recoarensis Dumitrica, 1982c
Pl. 7, fig. 4

1982c *Tandarnia recoarense* Dumitrica – Dumitrica, 415, pl. 3, figs. 6–10.

Genus *Tiborella* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Tiborella magnidentata* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Tiborella magnidentata Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 1, fig. 4

1980 *Tiborella magnidentata* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 18, pl. 1, figs. 2, 6; pl. 11, figs. 2–4; pl. 12, fig. 4.
1984 *Tiborella magnidentata* Dumitrica, Kozur & Mostler – Lahm, 108, pl. 19, fig. 7.

Genus *Triassistephanidium* Dumitrica, 1978a
Type species *Triassistephanidium laticornis* Dumitrica, 1978a.
Triassistephanidium laticorne Dumitrica, 1978a
Pl. 8, fig. 6

1978a *Triassistephanidium laticornis* Dumitrica – Dumitrica, 32, pl. 1, figs. 5, 6; pl. 2, fig. 1; pl. 4, fig. 3.
1980 *Triassistephanidium laticornis* Dumitrica – Dumitrica et al., 20, pl. 6, fig. 9.
1986 *Triassistephanidium laticorne* Dumitrica – Kozur & Réti, fig. 6F.

Genus *Triassobipedis* Kozur, 1984
Type species *Triassobipedis balatonica* Kozur, 1984.
Triassobipedis balatonica Kozur, 1984
Pl. 8, figs. 9–10

1984 *Triassobipedis balatonica* Kozur – Kozur, 69, pl. 4, fig. 4a, b.

Genus *Triassocampe* Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Type species *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler 1980.
Triassocampe scalaris Dumitrica, Kozur & Mostler, 1980
Pl. 12, figs. 2–3

?1979 *Dictyomitrella deweveri* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 77, pl. 10, figs. 8, 9.
1980 *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler – Dumitrica et al., 26, pl. 9, figs. 5, 6, 11; pl. 14, fig. 2.
1982 *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler– Dumitrica & Mello, pl. 2, figs. 8, 9a–b.
1982 *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler – Mizutani & Koike, pl. 4, fig. 4.
1986 *Triassocampe deweveri* (Nakaseko & Nishimura) – Kozur & Réti, fig. 5E.
1986 *Triassocampe* sp. – Kozur & Réti, fig. 6A.

Triassocampe sulovensis Kozur & Mock, 1981
Pl. 12, figs. 4–5

1981 *Triassocampe sulovensis* Kozur & Mock – Kozur & Mostler, 99, pl. 13, fig. 3.

Triassocampe sp. A
Pl. 12, fig. 1

Description: Test composed of 12 to 13 segments. First four segments poreless. Other segments with irregularly spaced small pores, surface smooth. Constrictions between segments well-pronounced, poreless. No thickened rings. All postabdominal segments approximately of equal height and width.

The species is relatively frequent and easily recogizable due to its distinctive shape of a long narrow cylinder.

Triassocampe spp.
Pl. 12, figs. 7–8

Remarks: Various forms with an irregular nodose surface appear in the Langobardian samples.

Cephalis and thorax poreless. The following segments have small pores, covered by node-like thickenings. Nodes of different size, joined together vertically and not arranged in horizontal rows as for example with *T. scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler. Constrictions among segments weakly pronounced externally.

Genus *Triassothamnus* Kozur & Mostler, 1981
Type species *Palacantholithus ? verticillatus* Dumitrica, 1978b.

Triassothamnus verticillatus (Dumitrica), 1978b
Pl. 7, fig. 3

1978b *Palacantholithus* (?) *verticillatus* Dumitrica – Dumitrica, 42–43, pl. 1, fig. 1; pl. 2, fig. 5.
1982c *Archaeothamnulus verticillatus* (Dumitrica) – Dumitrica, 418, pl. 5, figs. 3, 4; pl. 7, fig. 4.

Genus *Vinassaspongus* Kozur & Mostler, 1979
Type species *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler, 1979.

Vinassaspongus subsphaericus Kozur & Mostler, 1979
Pl. 2, fig. 6

1979 *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 66, pl. 3, figs. 5–7; pl. 5, fig. 5.
1984 *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler – Lahm, 73–74, pl. 13, fig. 2.

Vinassaspongus cf. *subsphaericus* Kozur & Mostler, 1979
Pl. 2, fig. 7

Remarks: Included are forms found in the Upper Illyrian-Fassanian. They show less torsioned spines with a more gradual transition to the needle-like tip.

Genus *Yeharaia* Nakaseko & Nishimura, 1979
Type species *Yeharaia elegans* Nakaseko & Nishimura, 1979.

Yeharaia annulata Nakaseko & Nishimura, 1979
Pl. 12, fig. 6

1979 *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura – Nakaseko & Nishimura, 82–83, pl. 10, figs. 1, ?7; pl. 12, fig. 5.
1982 *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura – Kido, pl. 1, fig. 10.
1982 *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura – Kojima, pl. 2, fig. 5.
1982 *Triassocampe* (?) *annulata* (Nakaseko & Nishimura) – Yao, pl. 1, fig. 11.
1982 *Triassocampe* (?) *annulata* (Nakaseko & Nishimura) – Yao et al., pl. 1, fig. 8.
1986 *Triassocampe annulata* (Nakaseko & Nishimura) – Blome et al., pl. 8.3, fig 11.

Remarks: Postthoracic segments in the material studied display more than one row of pores in distinction from the original description by Nakaseko and Nishimura (1979).

Genus *Zhamojdasphaera* Kozur & Mostler, 1979
Type species *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler, 1979.

Zhamojdasphaera latispinosa Kozur & Mostler 1979
Pl. 2, fig. 8

1979 *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler – Kozur & Mostler, 67, pl. 7, figs. 7–9; pl. 12, fig. 5.
1984 *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler – Lahm, 74–75, pl. 13, fig. 5.

Zhamojdasphaera sp.
Pl. 2, fig. 9

Remarks: The form differs from *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler by the shell being smaller, somewhat triangular in outline and by the spines being narrower.

Age assignment and correlation with other radiolarian assemblages

The radiolarian fauna from the localities Zaklanec, Bohinj and Vojsko (Table 1) corresponds to the well known assemblage from the Buchenstein Beds in Northern Italy, described by Dumitrica (1978a; 1978b; 1982a; 1982b; 1982c), Dumitrica et al. (1980), Kozur and Mostler (1981) and Lahm (1984). The characteristic species are: *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica, *Baumgartneria bifurcata* Dumitrica, *Cryptostephanidium verrucosum* Dumitrica, *Falcispongus calcaneum* Dumitrica, *Foremanellina macrocephala* Dumitrica, *Hozmadia reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Parentactinia pugnax* Dumitrica, *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica, *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica, *Pentaspongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Poulpus curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura), *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Tiborella magnidentata* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Triassistephanidium laticorne* Dumitrica, *Triassothamnus verticillatus* (Dumitrica). All the samples from each locality contain more or less the same radiolarian assemblage, the slight differences being explicable as a result of selective dissolutional processes.

The age of the radiolarian-bearing beds is assumed to be Upper Illyrian to Fassanian, which is the maximum range of the Buchenstein Formation. Mietto and Petroni (1979) proved on the basis of conodonts that the Upper Illyrian (Avisianus Zone) and the Fassanian (Reitzi and Curionii Zones) are represented in the Buchenstein Beds, where these are thickest.

Similar assemblages were also found in chert and limestone olistoliths in the wildflysch of the Rarau Syncline in the Eastern Carpathians (Dumitrica, 1978a; 1978b; 1982a; 1982c). Their Upper Illyrian-Fassanian age was determined on the basis of radiolarians.

Our assemblage can be correlated with the assemblage found in the ophiolitic sequence of NNE Hungary (Kozur & Réti, 1986). The species common to both assemblages are: *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica, *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst) and *Triassistephanidium laticorne* Dumitrica. The authors assigned this radiolarian assemblage to a higher Fassanian.

Some species present in our assemblage are also reported from the *Tripocyclia* cf. *acythus* assemblage from SW Japan (Nakaseko & Nishimura, 1979). These species are *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura), *Pseudostylosphaera tenuis* (Nakaseko & Nishimura), *Katorella bifurcata* Kozur & Mostler, *Cryptostephanidium ? japonicum* (Nakaseko & Nishimura), and *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura. Although the *Tripocyclia* of. *acythus* assemblage was originally assigned to the Upper Triassic (Nakaseko & Nishimura, 1979), it is more probable that it belongs at least to the Lower Ladinian if not even to the Anisian.

The radiolarian association from the Vršič locality (Table 1) is quite differrent from the above mentioned associations. Most species show an evolutionary higher stage. *Oertlisponginae* with flattened spines (*Falcispongus hamatus* Dumitrica, *F. rostratus* Dumitrica, *F. uncus* n. sp.) and representatives of *Pseudostylosphaera* Kozur & Mostler with twisted spines (*Pseudostylosphaera goestlingensis* (Kozur & Mostler), *P.* cf. *hellenica* (De Wever)) occur. In spite of the rather poor preservation, the species of *Dumitricasphaera*? Kozur & Mostler with wings or spinules on the spine-tips (*Dumitricasphaera ? pennata* n. sp., *D. ? trispinosa* (Kozur & Mostler), *Dumitricasphaera* ? spp.) are frequent. They probably evolved from *Spongopallium* Dumitrica, Kozur & Mostler by the specialisation of spines, which would allow them a better flotation. *Zhamojdasphaera* Kozur & Mostler is also present.

In the upper part of the Vršič section (samples Vr 4 and Vr 5) representatives of *Plafkerium* Pessagno (*Plafkerium ? firmum* n. sp., *Plafkerium* ? sp.) are most abundant. *Hungarosaturnalis multispinosus* Kozur & Mostler, known from the Langobardian (Kozur & Mostler, 1983) is present. The assumed age is thus Langobardian, the lower part of the section perhaps ranges to the Fassanian.

From the same section a bivalve *Daonella pichleri* Mojsisovics, indicating a Ladinian age, was reported by Ramovš and Jurkovšek (1983b).

At the Gorenja Trenta locality, situated 4 km SW in a direct line from Vršič, five radiolarian species were described from a lithologicaly identical sequence (Kolar-Jurkovšek, 1989). On the basis of the genera *Praeheliostaurus* Kozur & Mostler and *Pterospongus* Dumitrica a more or less the same age of radiolarian-bearing rocks can be assumed for both localities.

The exact correlation with other assemblages described so far is difficult, because many of our forms are new. On the basis of *Oertlisponginae* the assemblage can be compared with the assemblages from two olistoliths from the wildflysch of the Rarau

Syncline (Dumitrica, 1982a, samples R 114/4 and R 78/6). The species found in NW Yugoslavia as well as in the Eastern Carpathians are *Falcispongus hamatus* Dumitrica and *Falcispongus rostratus* Dumitrica. The representatives of *Spongoserrula* Dumitrica and *Pterospongus* Dumitrica are missing in our material probably only because of a rather poor preservation.

The recorded radiolarians show some similarities with the *Emiluvia ? cochleata* assemblage from SW Japan (Nakaseko & Nishimura, 1979). The representatives of *Plafkerium* Pessagno are somewhat similar to *Emiluvia ? cochleata* Nakaseko & Nishimura, and *Stauracontium minoense* Nakaseko & Nishimura, *Hungarosaturnalis multispinosus* Kozur & Mostler resembles *Saturnosphaera pileata* Nakaseko & Nishimura and *Saturnosphaera triassica* Nakaseko & Nishimura. The age of *Emiluvia ? cochleata* assemblage is probably Ladinian and not Upper Triassic as suggested by Nakaseko and Nishimura (1979).

In the Camp Cove Formation in Canada, Cordey et al. (1988) found a radiolarian assemblage with representatives of *Sarla* Pessagno (comparable to *Sarla* spp. pl. 5, figs. 11, 12) and *Pseudostylosphaera* Kozur & Mostler with twisted spines. On the basis of conodonts the concluded age of their radiolarian assemblage is Upper Anisian-Lower Ladinian.

The radiolarian assemblage from the locality Mokronog (Table 1) is characterized by abundant *Plafkerium ? firmum* n. sp. and *Plafkerium abbotti* Pessagno. There occur also *Crucella* sp., *Gomberellus bispinosus* (Kozur & Mostler), *Sanfilippoella recta* Kozur & Mostler, *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler and *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler. The radiolarian content is similar to that of the Cordevolian assemblages described by Kozur and Mostler (1979; 1981) and Lahm (1984). According to the stratigraphic position in the Mokronog section below the bivalve *Daonella* cf. *lommeli* (Wissmann), the probable age is Langobardian.

The Cordevolian fauna from the Reifling Limestone (Lahm, 1984) contains two species in common with the assemblage from Mokronog: *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler and *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler. Beside there are various representatives of *Capnuchosphaera* De Wever, still missing in our material, but representatives of *Plafkerium* Pessagno very common at Mokronog have not been recorded from Grossreifling.

The radiolarian assemblage from Mokronog can be correlated with the radiolarians from the Tourla locality in the Inner Hellenides of Greece (Ladinian to Middle Carnian) (De Wever, 1982). The species both assemblages have in common are: *Natraglia luminosa* Pessagno, *N. unica* Pessagno and *Plafkerium abbotti* Pessagno.

The same three species were also found in the *Pantanellium silberlingi* Zone defined by Pessagno et al. (1979) in the San Hipolito Formation of Baja California. They occur together with representatives of *Capnuchosphaera* De Wever and *Pantanellium* Pessagno. The age of the assemblage is supposed to be upper middle Norian (Pessagno et al., 1979).

Conclusion: In the studied sections from northwestern Yugoslavia, consisting of micritic cherty limestone alternating with piroclastits Upper Illyrian-Fassanian and Langobardian age was determined on the basis of radiolarians. The older assemblage compares well with the assemblage from the Buchenstein Formation of the Southern Alps and its equivalents from the Carpathians. The age of the Langobardian assemblage was assumed on the basis of the evolutionary stage of selected species and a certain similarity with the Upper Triassic assemblages. The data on Langobardian radiolarians are still too scarce to make an exact correlation possible.

The associations investigated do not derive from a continuous section, so that a direct transition of the radiolarian fauna from the Lower to the Upper Ladinian has not been recorded.

Acknowledgements

Our sincere thanks go to J. Pavšič, K. Drobne and D. Turnšek for their encouragement, helpful discussion and much advice during the study. Special thanks go to P. Dumitrica for his critical remarks and the review of the final manuscript.

A. Ramovš helped with the field work. K. Cvetko prepared the samples in the laboratory. V. Segalla made the scanning electron micrographs. F. Cimerman took the transmitted light photographs. M. Huzjan and M. Karer prepared figures, tables and plates. M. Davis edited the English text. We are much indebted to all of them.

Srednjetriasni radiolariji Slovenije

Povzetek

Uvod

Plasti apnenca z roženci, ki nastopajo med piroklastičnimi kamninami, predstavljajo v Sloveniji zelo značilen litološki člen v srednjem triasu. Do nedavna smo uvrščali vse plasti, ki so vsebovale primarne vulkanske kamnine ali tufe, v ladinij. Jurkovšek (1983, 1984) je z daonelami in pozidonijami dokazal, da sta v tem razvoju zastopana tako fassan kot tudi langobard. Nekateri raziskovalci so na podlagi fosilne združbe iz teh plasti uvrstili le-te v obdobje zgornji anizij-ladinij (Premru, 1974; 1980; 1983). S tem se je odprlo vprašanje, ali se je vulkansko delovanje in torej razpad Slovenske karbonatne platforme pričelo že v zgornjem aniziju ali šele v ladiniju.

Dobro znane radiolarijske združbe v litološko podobnih razvojih severne Italije, Madžarske in Romunije so nas spodbudile, da smo v svoje raziskave vključili tudi to fosilno skupino. Želeli smo potrditi, da so vulkanske kamnine nastajale v fassanu in langobardu, predvsem pa smo želeli najti več dokazov za obstoj fassanske podstopnje, ki sta jo pri nas do sedaj paleontološko dokazala le Bittner (1984) in Jurkovšek (1983). Vprašanja, ali se je vulkansko delovanje na ozemlju Slovenije začelo že v aniziju ali šele v ladiniju, pa na sedanji stopnji poznavanja triasnih radiolarijev v svetu še ne moremo zadovoljivo rešiti.

Paleogeografski razvoj dela Slovenije v ladiniju

Stanko Buser

Mirno geološko obdobje, ki se je v Sloveniji pričelo v zgornjem permu z nastankom velike Slovenske karbonatne platforme, ki je obsegala skoraj celoten prostor Slovenije in se je v spodnjem triasu še bolj stabilizirala, je pričelo pojenjevati v zgornjem aniziju. Na nekaterih mestih dotakratne stabilne karbonatne platforme

so se pojavile dolge in globoke razpoke, ki so bile kmalu razširjene v ozka intraplatformna korita. Na večjem delu karbonatne platforme pa so v zgornjem aniziju še naprej nastajali plitvomorski apnenci, ki so bili kasneje zvečine spremenjeni v dolomit. V globokih intraplatformskih koritih so nastajali gomoljasti rdečkasti apnenci tipa Han Bulog oziroma Bučka (Kühn & Ramovš, 1965), lapornati apnenci s konodonti in laporji s pozidonijskimi školjkami (Ramovš & Jurkovšek, 1983 a).

V spodnjem ladiniju je Slovenska karbonatna platforma ob globokih prelomih prevladujoče smeri vzhod-zahod razpadla na večje grude (Buser, 1986). Ta razpad karbonatne platforme je povzročila idrijska tektonska faza, ki je bila ena najpomembnejših faz na slovenskih tleh (Buser, 1980 a). V večini primerov so bile te grude pri začetnem tektonskem delovanju globlje pogreznjene, kot je bila prejšnja karbonatna platforma. Vendar so bile kasneje nekatere grude ponovno dvignjene, ponekod celo iznad morja (Placer & Čar, 1975, 1977; Buser, 1986). Na teh dvignjenih predelih je erozija odstranila kamnine celo do karbonske podlage. Erodirane kamnine najdemo presedimentirane v ladinijskih konglomeratih na večjem predelu Idrije in Južnih Karavank, kjer jim pripada pisani konglomerat tipa ugoviške breče (Buser, 1980 b).

Predel, ki predstavlja današnji del osrednje Slovenije, je bil kot gruda pogreznjen najgloblje in ga je Premru (1980, 1983) uvrstil v evgeosinklinalno območje. Buser (1989) pa uvršča ta predel v začetni in s tem najstarejši del Slovenskega bazena. Južneje ležeči predel od evgeosinklinale je Premru (1980, 1983) prištel k miogeosinklinali. Po mnenju Buserja (1989) pa je to predel kasnejše Dinarske karbonatne platforme, ki je nastala šele v spodnjem karniju.

Večje grude pa niso ostale kot enoviti pogreznjeni ali dvignjeni predeli. Tudi na njih je prišlo do manjših ali večjih razkosanj, ki so povzročila nastanek diferenciranih sedimentacijskih prostorov v okviru iste paleogeografske enote oziroma grude. O takih razčlenjenih in neenotnih sedimentacijskih prostorih na idrijskem ozemlju sta pisala Placer in Čar (1975, 1977). Zaradi teh pestrih paleogeografskih razmer so nastale tudi izredno pestre kamnine, ki se lateralno spreminjano že na majhnih razdaljah. V najglobljo pogreznjenem predelu, to je v Slovenskem bazenu, so lateralne spremembe v sestavi kamnin manj občutne kot na prostoru, ki leži južno od tega bazena oziroma na kasnejši Dinarski karbonatni platformi. Tukaj je že redkost, če ne dobimo na dolžini nekaj sto metrov popolnoma drugačnega zaporedja kamninskih različkov.

Razvoj ladinijskih plasti s tufi v Sloveniji

V osrednjem delu današnje Slovenije oziroma Slovenskem bazenu se je v ladiniju odložila nekaj sto metrov debela skladovnica kamnin psevdoziljske formacije. Sestavljajo jo skrilavi glinovci v menjavanju z drobami in tufi, poredki pa so vmesni vložki ploščastega mikritnega apnenca z bolj ali manj pogostnimi polami in gomolji roženca.

Izredno pomembno vlogo je v ladiniju imelo vulkansko delovanje. Večina vulkanitov spilitno-aretofirske asociacije (Grafenauer, 1985) je vezana na osrednji del Slovenije oziroma Slovenski bazen. Velike gmote primarnih vulkanskih kamnin, ki v Slovenskem bazenu prebijajo sedimente psevdoziljske formacije in prevladujejo nad piroklastiti, so vezane pretežno na globoke prelome ob robovih bazena.

Na območju, ki je ležalo južno od Slovenskega bazena, so v ladiniju nastali ploščasti apnenci z gomolji in polami roženca, glinovci in laporji. Med temi kamninami so številne plasti tufov in tufitov, ki mnogokje prevladujejo nad drugimi kamninami in so v bistvu najbolj značilni kamninski člen ladinija. Tufi imajo brez dvoma svoj izvor v vulkanskem delovanju v Slovenskem bazenu, saj dobimo primarne vulkanite na izredno redkih mestih južno od Slovenskega bazena. V primerjavi s Slovenskim bazenom so tudi debeline ladinijskih plasti v južneje ležeči grudi občutno manjše. Običajno so debele le nekaj metrov in redko presegajo debelino sto metrov.

Mesta vzorčevanih srednjetriasnih plasti z radiolariji v Sloveniji

Da bi dobili čimveč podatkov o starosti oziroma začetku vulkanskega delovanja v srednjem triasu v Sloveniji, smo opravili sistematično vzorčevanje za radiolarije na dvanajstih mestih. S tem smo »pokrili« pretežni del Slovenije, kjer v primernih kamninah lahko pričakujemo radiolarije. Na vseh lokacijah smo opravili sistematično in enako natančno vzorčevanje, vsi vzorci so bili tudi enako natančno preiskani na radiolarije. Žal pa so vsebovale določljive in zadostno število radiolarijev kamnine le na petih vzorčevanih mestih. Na preostalih sedmih mestih so bili vzorci prazni ali pa so vsebovali slabo ohranjene in nedoločljive radiolarije. Pretežno smo vzorčevali kremenaste apnence med polami rožencev, manj vzorcev pa smo vzeli v roženčevih polah in gomoljih med apnenci, še manj v tufih. Na radiolarijih pozitivne lokalnosti so opisane v angleškem delu besedila in prikazane tudi v stolpcih (sl. 1, 2). Druge vzorčevane lokalnosti pa so še naslednje:

Mišji dol pri Primskovem

Ob cesti, ki pelje iz Temenice na Primskovo, smo vzorčevali dobro odkriti profil v dolini vzhodno od vasice Mišji dol severno od Primskovega. V nižjem delu profila so značilno zeleni tufi pietra verde, ki leže na anizijskem dolomitu. Navzgor sledi menjavanje tufa in kalkarenita, ki višje preide v mikritni apnenec s polami roženca. Še više prevlada apnenec nad tufom. V vrhnjem delu profila pa je tudi ploščasti dolomit s polami roženca. Vsega skupaj smo v tem profilu vzeli 19 vzorcev pretežno apnenca za radiolarije, vendar so bili vsi prazni.

Trebelno

Južno od vasice Trebelno leži nad anizijskim dolomitom rožnato sivi do zelenkasti gomoljasti mikritni apnenec tipa Han Bulog oziroma Bučka. Apnenec vsebuje gomolje temno sivega in rdečega roženca. Nad apnencem, ki je debel nekaj metrov, leži zelenkasti tuf, ki se višje menjava s plastmi temno sivega mikritnega apnenca. Za radiolarije smo vzeli vzorce v rožnato sivem gomoljastem apnencu v najvišjem delu profila. Pet vzetih vzorcev pa žal ni vsebovalo radiolarijev.

Zgornja Idrijca

Okoli 500 metrov NW od kmetije Riže v Zgornji Idrijci smo ob cesti vzeli v dveh ločenih profilih 13 vzorcev za radiolarije. V vzhodnem profilu leži nad belim masivnim anizijskim dolomitom z vložki tufa okoli 4 metre menjavanja rdečkasto zelenega

apnenca in rdečega glinovca. Višje sledi dolomit v menjavanju z rdečim glinovcem. V osmih vzorcih, ki smo jih vzeli v apnencu in dolomitu, ni bilo radiolarijev.

Drugi vzorčevani profil leži prav tako ob omenjeni cesti približno 80 metrov zahodneje od prej imenovanega profila. Čeprav sta profila tako blizu skupaj in v enako starih plasteh, si kamninsko nista prav nič podobna. V drugem profilu se menjavajo plasti okremenelega gomoljastega mikritnega apnenca s sivkasto zelenimi laporji in tufi. Še posebno značilni so gomoljasti apnenčevi vključki v laporju, sivem glinovcu in tufu. Pet vzorcev apnenca ni vsebovalo radiolarijev.

Idrske Krnice

Južno od kmetije Petrnel je v potoku Otuška razkrit gomoljasti rožnati in svetlo sivi apnenec tipa Han Bulog oziroma Bučka, ki vsebuje amonite. V apnencu so tudi vložki zelenega tufa pietra verde. Nad apnencem slede sivkasto zeleni tufi (Buser, 1986). V gomoljastem apnencu je Kolar-Jurkovšek (1983) določila zgornjeanizijske konodonte. V devetih vzorcih iz vrhnjega dela apnenca pa so bili določeni naslednji radiolariji: *Baumgartneria retrospina* Dumitrica, *Falcispongus calcaneum* Dumitrica in *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler. Pri radiolarijih so ohranjene večinoma samo bodice brez lupin in material ni primeren za podrobno paleontološko analizo. Radiolariji kažejo na zgornjeanizijsko-spodnjeladinijsko starost.

Jagršče

Ob izdelavi nove ceste med Želinom in Jagrščami so bile krasno odkrite ladinijske plasti, katerih kamninska sestava se že na nekaj sto metrov hitro spreminja. Tik pod Jagrščami pričenjajo ladinijske plasti z laporнato-glinenimi kameninami, navzgor pa se menjava črni ploščasti mikritni apnenec, ki vsebuje pole in gomolje roženca s plastmi tufa. V nižjem delu profila prevladujejo tufi, v srednjem pa apnenec, ki se v vrhnjem delu, že blizu meje s cordevolskim dolomitom, zopet menjava s tufi. Med dvajsetimi vzetimi vzorci apnenca in roženca sta samo dva vsebovala slabo ohranjene radiolarije.

Severozahodno od opisanega zaporedja kamenin pa so ob cesti skoraj sami tufi, ki obsegajo celotno skladovnico med anizijskim dolomitom v podlagi in cordevolskim dolomitom v krovnini. Blizu stika s cordevolskim dolomitom so v tufu večji gomolji črnega okremenelega apnenca. Tik pod cordevolskim dolomitom so v tufu in laporju razmeroma številni lepo ohranjeni amoniti in školjke *Daonella lommeli* (Wissmann).

Korošica v Savinjskih Alpah

Profil je razkrit vzhodno od Korošice ob križišču planinskih poti, ki pripeljeta iz Robanovega kota in Luč. Anizijski apnenec z algami normalno prehaja v ploščast in temno sivkasto rjav, precej bituminozen apnenec z roženci, ki verjetno pripada že ladiniju. Približno 30 metrov nad kontaktom se med apnencem začnejo pojavljati trši zeleni tufi tipa pietra verde. Posamezni horizonti tufa so debeli do 3 metre. V vrhnjem delu skladovnice je apnenec svetlejši, debeleje plastovit, med njim so plasti drobnozrnate okremenjene apnenčeve breče. V apnencu smo vzeli 14 vzorcev, ki so vsebovali le močno prekristaljene in poškodovane radiolarije. Profil je 700 m vzhodno od tam, kjer je Jurkovšek (1984) našel langobardske školjke in amonite.

Sistematska paleontologija

Špela Goričan

Določili smo 89 radiolarijskih vrst. Navedene so po abecedi rodov s sinonimiko in opombami v angleškem delu besedila. Opisane so štiri nove vrste: *Dumitricasphaera ? pennata, Falcispongus uncus Hozmadia pyramidalis* in *Plafkerium ? firmum*. Združba posameznih vzorcev je prikazana v tabeli 1.

Starost plasti z radiolariji in primerjava z drugimi nahajališči

Radiolarijsko združbo nahajališč Zaklanec, Bohinj in Vojsko (tabela 1) lahko vzporejamo z dobro znano združbo buchensteinskih plasti severne Italije (Dumitrica, 1978a, 1978b, 1982a, 1982b, 1982c; Dumitrica et al., 1980; Kozur & Mostler, 1981; Lahm, 1984). Značilne vrste so: *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica, *Baumgartneria bifurcata* Dumitrica, *Cryptostephanidium verrucosum* Dumitrica, *Falcispongus calcaneum* Dumitrica, *Foremanellina macrocephala* Dumitrica, *Hozmadia reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Parentactinia pugnax* Dumitrica, *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica, *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica, *Pentaspongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Poulpus curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura), *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Tiborella magnidentata* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Triassistephanidium laticorne* Dumitrica, *Triassothamnus verticillatus* (Dumitrica). Vsi vzorci z enega nahajališča vsebujejo bolj ali manj enako združbo radiolarijev, manjše razlike so lahko samo posledica različne ohranjenosti favne v teh vzorcih. V slabše ohranjenih vzorcih najdemo le odpornejše oblike, vrste s krhkim skeletom se med diagenezo raztopijo.

Mietto in Petroni (1979) sta s konodonti dokazala, da buchensteinske plasti, kjer je serija najdebelejša, segajo od zgornjega ilira do fassana. Določila sta vse tri cone tega intervala: zgornjeilirsko cono avisianus in fassanski coni reitzi in curionii. Plasti z radiolariji na nahajališčih Zaklanec, Bohinj in Vojsko smo torej uvrstili v zgornji ilir-fassan, kar je najširša možna starost buchensteinskih plasti severne Italije.

Enake združbe so bile najdene tudi v olistolitih v vildflišu vzhodnih Karpatov Dumitrica, 1978a, 1978b, 1982a, 1982c). Uvrščene so v zgornji ilir-fassan po primerjavi s favno buchensteinskih plasti.

Podobno združbo, najdeno v rožencih ofiolitne serije na severovzhodu Madžarske, sta Kozur in Réti (1986) uvrstila v zgornji del fassana.

Nekatere vrste, ki nastopajo v naših vzorcih, sta opisala Nakaseko in Nishimura (1979) na Japonskem v združbi *Tripocyclia* cf. *acythus*. Te vrste so: *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura), *Pseudostylosphaera tenuis* (Nakaseko & Nishimura), *Katorella bifurcata* Kozur & Mostler, *Cryptostephanidium ? japonicum* (Nakaseko & Nishimura) in *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura. Čeprav je bila združba *Tripocylia* cf. *acythus* prvotno uvrščena v zgornji trias (Nakaseko & Nishimura, 1979), je bolj verjetno, da pripada spodnjemu ladiniju ali celo aniziju.

Združba nahajališča Vršič (tabela 1) se od prej omenjenih združb precej razlikuje. Večina rodov kaže evolucijsko naprednejše znake. Predstavniki poddružine *Oertlisponginae* imajo sploščene bodice (*Falcispongus hamatus* Dumitrica, *F. rostratus*

Dumitrica, *F. uncus* n. sp.). Poleg vrst z ravnimi bodicami (*Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler) se med predstavniki rodu *Pseudostylosphaera* pojavljajo tudi vrste z zavitimi bodicami (*Pseudostylosphaera goestlingensis* (Kozur & Mostler), *P.* cf. *hellenica* (De Wever)). Za združbo je značilen rod *Dumitricasphaera* ? Kozur & Mostler, ki ima na koncu bodic krilca ali spinule (*Dumitricasphaera* ? *pennata* n. sp., *D.* ? *trispinosa* (Kozur & Mostler), *Dumitricasphaera* ? spp.). Verjetno se je razvil iz rodu *Spongopallium* Dumitrica Kozur & Mostler. Specializacija bodic predstavlja prilagoditev na planktonski način življenja. V združbi je najden tudi rod *Zhamojdasphaera* Kozur & Mostler.

V zgornjem delu profila Vršič (vzorca Vr 4 in 5) prevladujejo predstavniki rodu *Plafkerium* Pessagno z zelo širokimi, lahko tudi zavitimi bodicami (*Plafkerium* ? *firmum* n. sp., *Plafkerium* ? sp.). Najdena je bila tudi langobardska vrsta *Hungarosaturnalis multispinosus* Kozur & Mostler. Sklepamo lahko, da so plasti nahajališča Vršič langobardske starosti, spodnji del profila morda sega še v fassan.

V istem profilu sta Ramovš in Jurkovšek (1983b) našla školjko *Daonella pichleri* Mojsisovics, ki kaže ladinijsko starost.

Iz litološko enakega zaporedja plasti z nahajališča Gorenja Trenta je opisanih pet radiolarijskih vrst (Kolar-Jurkovšek, 1989). Najdena sta bila rodova *Praeheliostaurus* Kozur & Mostler in *Pterospongus* Dumitrica, na podlagi katerih lahko domnevamo, da gre na nahajališčih Vršič in Gorenja Trenta za približno enako stare plasti.

Združbo nahajališča Vršič je nemoče z gotovostjo vzporejati z drugimi nahajališči v svetu. Do sedaj namreč ni bila opisana ali vsaj kot celota ilustrirana še nobena langobardska radiolarijska združba. Poznane so le posamezne vrste. Vrsti *Falcispongus hamatus* Dumitrica in *Falcispongus rostratus* Dumitrica sta bili na primer najdeni tudi v langobardskih združbah vzhodnih Karpatov Romunije (Dumitrica, 1982 a).

Radiolariji kažejo nekatere skupne značilnosti z združbo *Emiluvia* ? *cochleata*, ki sta jo opisala Nakaseko in Nishimura (1979) na Japonskem. Naše vrste rodu *Plafkerium* so podobne vrstama *Emiluvia* ? *cochleata* Nakaseko & Nishimura in *Stauracontium minoense* Nakaseko & Nishimura. Podobno velja za vrsto *Hungarosaturnalis multispinosus* Kozur & Mostler, ki jo lahko uvrstimo v isti rod kot vrsti *Saturnosphaera pileata* Nakaseko & Nishimura in *Saturnosphaera triassica* Nakaseko & Nishimura. Starost združbe *Emiluvia* ? *cochleata* je verjetno ladinij, čeprav sta jo Nakaseko in Nishimura (1979) uvrstila v zgornji trias.

Iz Kanade je Cordey s sodelavci (1988) prikazal združbo s predstavniki rodu *Sarla* Pessagno (podobnimi vrsti *Sarla* spp., tab. 5, sl. 11, 12) in *Pseudostylosphaera* Kozur & Mostler z zavitima bodicama in jo na podlagi konodontov uvrstil v zgornji anizij-spodnji ladinij.

V radiolarijski združbi nahajališča Mokronog (tabela 1) sta najbolj tipični vrsti *Plafkerium* ? *firmum* n. sp. in *Plafkerium abbotti* Pessagno. Najdene so še vrste: *Crucella* sp., *Gomberellus bispinosus* (Kozur & Mostler), *Sanfilippoella recta* Kozur & Mostler, *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler in *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler. Združba je precej podobna cordevolskim združbam, ki sta jih opisala Kozur in Mostler (1979, 1981) in Lahm (1984). Kljub temu lahko plasti nahajališča Mokronog uvrstimo v langobard, saj smo nekaj metrov nad radiolariji našli školjko *Daonella* cf. *lommeli* (Wissmann).

Od vrst, ki jih Lahm (1984) našteva iz cordevolske združbe v reiflinških apnencih, smo pri Mokronogu določili vrsti *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Most-

ler in *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler. Poleg teh je avtor našel številne primerke rodu *Capnuchosphaera* De Wever, ki pri Mokronogu manjkajo. Vrst rodu *Plafkerium* Pessagno z zavitimi bodicami ali z zelo širokimi ravnimi bodicami, ki so pri Mokronogu pogoste, pa ne omenja.

Združba iz Mokronoga je primerljiva z združbo nahajališča Tourla v Notranjih Helenidih Grčije (ladinij do srednji karnij) (De Wever, 1982). Skupne vrste so: *Natraglia luminosa* Pessagno, *Natraglia unica* Pessagno in *Plafkerium abbotti* Pessagno.

Iste tri vrste so znane tudi iz radiolarijske cone *Pantanellium silberlingi*, ki jo je določil Pessagno s sodelavci (1979) na Kalifornijskem polotoku. Pojavljajo se skupaj s predstavniki rodu *Capnuchosphaera* De Wever in *Pantanellium* Pessagno. Pessagno s sodelavci (1979) domneva, da je združba norijske starosti.

Sklep

V severozahodni in osrednji Sloveniji smo podrobneje preiskali radiolarije petih profilov v srednjetriasnih plasteh s tufi.

Našli smo dve očitno različni združbi. Starejša se lepo ujema z združbami buchensteinskih plasti severne Italije in njihovih ekvivalentov v Karpatih in smo jo zato uvrstili v zgornji ilir-fassan. Druga je mlajša, verjetno langobardska. Njena starost je določena na podlagi evolucijsko naprednejših znakov pri nekaterih rodovih. Združba kaže tudi določeno podobnost z zgornjetriasnimi združbami. Natančna primerjava zaradi preskopih podatkov o langobardskih radiolarijih ni možna.

Vsi vzorci iz posameznega profila vsebujejo bolj ali manj enako radiolarijsko združbo, tako da neposrednega favnističnega prehoda med fassanom in langobardom žal nismo našli.

References

Baumgartner, P. O. 1980, Late Jurassic Hagiastridae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Micropaleontology *26*/3, 274–322, New York.

Bittner, A. 1884, Die tertiär- Ablagerungen von Trifail und Sagor. Jb. Geol. Reichsanst *34*/3, 433–600, Wien.

Blome, C. D. 1983, Upper Triassic Capnuchosphaeridae and Capnodocinae (Radiolaria) from east – central Oregon. Micropalentology *29*/1, 11–49, New York.

Blome, C. D. 1984, Upper Triassic Radiolaria and radiolarian Zonation from Western North America. Bull. Amer. Paleont. *85*/318, 5–88, Ithaca.

Blome, C. D., Jones, D. L., Murchey, B. L. & Liniecki, M. 1986, Geologic implications of radiolarian-bearing Paleozoic and Mesozoic rocks from the Blue Mountains Province, Eastern Oregon. In: Vallier, T. L. & Brooks, H. C. (Eds.), Geology of the Blue Mountains Region of Oregon, Idaho, and Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper 1435, 79–93, pls. 8. 1.–8. 3., Denver.

Buser, S. 1980 a, Stratigrafske vrzeli v paleozojskih in mezozojskih plasteh v Sloveniji. Simpozijum iz regionalne geologije i paleontologije. Zavod za reg. geol. i paleont. Rud.-geol. fak. univ. u Beogradu, 335–345, Beograd.

Buser, S. 1980 b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač lista Celovec. Zvezni geološki zavod Beograd, 62 p., Beograd.

Buser, S. 1986, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine). Zvezni geološki zavod Beograd, 103 p., Beograd.

Buser, S. 1989, Development of the Dinaric and the Julian Carbonate platforms and of the Intermediate Slovenian Basin. Memorie della Società Geologica Italiana, vol. *40*, (1987) 313–320, Roma.

Cordey, F., De Wever, P., Danelian, T., Kito, N. & Vrielynck, B. 1988, Description of some new Middle Triassic radiolarians from the Camp Cove Formation, Southern British Columbia, Canada. Rev. de Micropaléont. *31*/1, 30–37, Paris.

De Wever, P. 1980, A new technique for picking and mounting radiolarians for scanning electron microscopy. Micropaleontology *26*/1, 81–83, New York.

De Wever, P. 1982, Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys (Systématique, Stratigraphie). Soc. Geol. Nord 7/599 p., Villeneuve d'Ascq.

De Wever, P. 1984, Triassic radiolarians from the Darno area (Hungary). Acta Geol. Hungarica *27*/34, 295–306, Budapest.

De Wever, P., Sanfilippo, A., Riedel, W. R. & Gruber, B. 1979, Triassic radiolarians from Greece, Sicily and Turkey. Micropaleontology *25*/1, 75–110, New York.

Dumitrica, P. 1978 a, Family Eptingiidae n. fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagital ring. Dari de seama, Inst. geol. geofiz. *64*, 27–38, Bucuresti.

Dumitrica, P. 1978 b, Triassic Paleoscenidiidae and Entactiniidae from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romania). Dari de seama, Inst. geol. geofiz. *64*, 39–54, Bucuresti.

Dumitrica, P. 1982 a, Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from Eastern Carpathians and Southern Alps. Dari de seama, Inst. geol. geofiz. *67*, 57–74, Bucuresti.

Dumitrica, P. 1982 b, Foremanellinidae, a new family of Triassic Radiolaria. Dari de seama, Inst. geol. geofiz. *67*, 75–82, Bucuresti.

Dumitrica, P. 1982 c, Middle Triassic spicular radiolaria. Revista Española Micropaleontol. *14*, 401–428, Madrid.

Dumitrica, P., Kozur, H. & Mostler, H. 1980, Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10*/1, 1–46, Innsbruck.

Dumitrica, P. & Mello, J. 1982, On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohunovo, Slovak Karst, CSSR). – Geol. prace *77*, 17–28, pl. 1–4, Bratislava.

Grafenauer, S. 1985, Nastanek triadnih magmatskih kamnin na Slovenskem. Razprave IV. razr. SAZU *26*, Zbornik Ivana Rakovca, 387–399, Ljubljana.

Haeckel, E. 1881, Entwurf eines Radiolarien – Systems auf Grund von Studien der Challenger – Radiolarien. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, Bd. *15* (Neue Folge Bd. *8*), Heft 3, 418 – 472, Jena.

Haeckel, E. 1887, Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger Zool., vol. *18*, cl xxxviii + 1803p., 140 pl., 1 map.

Jurkovšek, B. 1983, Fassanske plasti z daonelami v Sloveniji. Geologija *26*, 29-70, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1984, Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji. Geologija *27*, 41-95, Ljubljana.

Kido, S. 1982, Occurrence of Triassic Chert and Jurassic Siliceous Shale at Kamiaso, Gifu Prefecture, Central Japan. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. vol. *5*, 135-152, Osaka.

Kojima, S. 1982, Some Jurassic, Triassic and Permian radiolarians from the eastern part of Takayama City, central Japan. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. vol. *5*, 81-92, Osaka.

Kolar-Jurkovšek, T. 1983, Srednjetriasni konodonti Slovenije. Rud. – met. zbornik *30/4*, 323-364, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1989, New radiolaria from the Ladinian substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *1989/3*, 155-165, Stuttgart.

Kozur, H. 1984, New Radiolarian Taxa from the Triassic and Jurassic. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *13/2*, 49-88, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1979, Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea Haeckel 1862 emend., Artiscacea Haeckel 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *9*/1-2, 1-132, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1981, Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haeckel, 1862, Hexastylacea Haeckel, 1882 emend. Petrushevskaja, 1979, Sponguracea Haeckel, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderbd., 1-208, Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1983, The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *13/1*, 1-47, Innsbruck.

Kozur, H. & Krahl, J. 1984, Erster Nachweis triassischer Radiolaria in der Phyllit – Gruppe auf der Insel Kreta. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 7, 400-404, Stuttgart.

Kozur, H. & Réti, Z. 1986, The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1986/5, 284-292, Stuttgart.

Kühn, O. & Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. Jug. akad. znan. umjet. Acta geologica *5*, 13-41, Zagreb.

Lahm, B. 1984, Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus dem mitteltriassischen Buchensteiner – Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflingerkalken von Grossreifling (Österreich) – Systematik – Stratigraphie. Münchner Geowissenschaftliche Abh., Reihe A, Geologie und Paläontologie *1*, 161 p., München.

Matsuda, T. & Isozaki, Y. 1982, Radiolarians around the Triassic – Jurassic boundary from the bedded chert in the Kamiaso Area, Southwest Japan. Appendix: »Anisian radiolarians«. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. vol. *5*, 93-102, Osaka.

Mietto, P. & Petroni, M. 1979, I conodonti a piattaforma del limite Anisico – Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto. (Prealpi Vicentine, Italia Nord – Orientale). Mem. sci. geol. *32*, 1-11, pls. 1-2, Padova.

Mizutani, S. & Koike, T. 1982, Radiolarians in the Jurassic siliceous shale and in the Triassic bedded chert of Unuma, Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Microplaeont., Spec. vol. *5*, 117-134, Osaka.

Nakaseko, K. & Nishimura, A., 1979, Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan. Sci. Rep., Col. Gen. Educ. Osaka Univ. *28/2*, 61-109, Osaka.

Pessagno, E. A. Jr. 1971, Jurassic and Cretaceous Hagiastridae from the Blake – Bahama Basin (Site 5A, Joides Leg 1) and the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. Bull. Amer. Paleont. *60*/264, 1-83, pl. 1-19, New York.

Pessagno, E. A. Jr., Finch, J. W. & Abbott, P. L. 1979, Upper Triassic Radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. Micropaleontology *25/2*, 160-197, New York.

Placer, L. & Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija *18*, 195-209, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija *20*, 141-166, Ljubljana.

Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija *17*, 261-297, Ljubljana.

Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. Geologija *23/2*, 227-278, Ljubljana.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod Beograd, 75 p., Beograd.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1983a, Razvoj anizijskih plasti pri Tržiču s posebnim ozirom na novo odkrito »ilirsko« podstopnjo. Geološki zbornik *4*, 37-45, Ljubljana.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1983b, Razvoj ladinijskih plasti nad Šupco južno od Vršiča. Geološki zbornik *4*, 81-91, Ljubljana.

Rüst, D. 1892, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der palaeosoischen Schichten. Palaeontolographica *38*, 107-192, pl. 1-25, Stuttgart.

Sato, T., Nishizono, Y. & Murata, M. 1982, Paleozoic and Mesozoic Radiolarian Faunas from the Shakumasan Formation. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. vol. *5*, 301-310, Osaka.

Takashima, K. & Koike, T. 1982, Triassic radiolarian faunas in chert from some areas in Japan. Proc. First. Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. Vol. *5*, 45-50, Osaka.

Takemura, A. 1986, Classification of Jurassic nassellarians (Radiolaria). Palaeontographica, Abt. A, *195*/1-3, 29-74, pl. 1-12, Stuttgart.

Yao, A. 1982, Middle Triassic to Early Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. Jour. Geosci. Osaka City Univ. *25*/4, 53-70, Osaka.

Yao, A., Matsuoka, A. & Nakatani, T. 1982, Triassic and Jurassic radiolarian assemblages in Southwest Japan. Proc. First Jap. Radiol. Symp., News Osaka Micropaleont., Spec. Vol. *5*, 27-44, Osaka.

Plate 1 – Tabla 1

1 Stauracontium ? granulosum Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 16513/2, 87/170/3
2 Stauracontium ? trispinosum (Kozur & Mostler), 150 ×, 19726/3, 87/231/2
3 Beturiella robusta Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/206/3
4 Tiborella magnidentata Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/228/8
5 Hungarosaturnalis multispinosus Kozur & Mostler, 150 ×, Vr 5, 87/266/2
6 Natraglia unica Pessagno, 150 ×, Mo 18, 87/192/4
7 Natraglia luminosa Pessagno, 150 ×, Mo 18, 87/192/1
8 Crucella sp., 150 ×, Mo 18, 87/193/7
9 Gomberellus hircicornus Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/5, 87/219/6
10 Gomberellus bispinosus (Kozur & Mostler), 150 ×, Mo 18, 87/192/8
11 Katorella bifurcata Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/231/9

Plates 1-12: The illustrations are not in accordance with the alphabetical order followed in the text. Related or similar forms are presented together to allow an easier comparison. Designations of each illustration are indicated in this sequence: magnification, sample number, SEM/optical-negative number.

Scanning electron micrographs were taken on a Jeol JSM P-15 at the Montanistika department, Edvard Kardelj University of Ljubljana. All the illustrated material is deposited at the Ivan Rakovec Paleontological Institute, Slovenian Academy of Sciences and Arts.

Table 1-12: Razporeditev slik se ne ujema z abecednim vrstnim redom, po katerem so taksoni urejeni v besedilu. Podobne ali sorodne oblike so zaradi lažje primerjave predstavljene skupaj. Oznake za vsako sliko so navedene v naslednjem zaporedju: povečava, številka vzorca, številka negativa.

Fotografije so posnete na elektronskem vrstičnem mikroskopu Jeol JSM P-15 na VTOZD Montanistika Univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani. Material je shranjen na Paleontološkem inštitutu Ivana Rakovca, ZRC SAZU v Ljubljani.

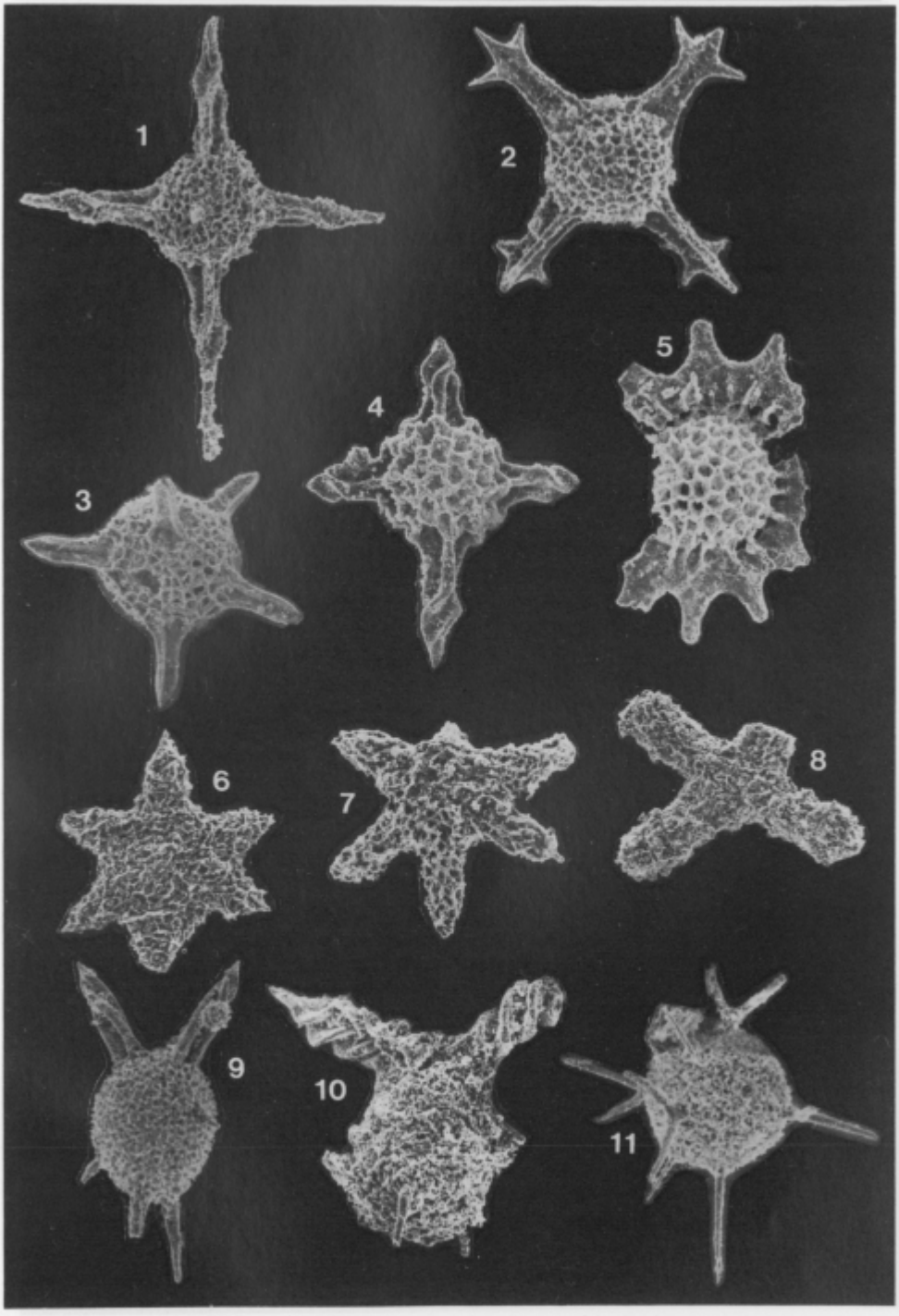

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 2 – Tabla 2

1, 2 *Pentaspongodiscus mesotriassicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, *1*: 100 ×, Gr 10, 87/224/4; *2*: 150 ×, 19726/3, 87/211/3
3 *Pentaspongodiscus ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 16513/2, 87/170/10
4 *Pentaspongodiscus* cf. *ladinicus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, Mo 19, 87/196/2
5 *Pentaspongodiscus symmetricus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/211/4
6 *Vinassaspongus subsphaericus* Kozur & Mostler, 150 ×, Mo 18, 87/192/6
7 *Vinassaspongus* cf. *subsphaericus* Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/206/2
8 *Zhamojdasphaera latispinosa* Kozur & Mostler, 200 ×, Mo 19, 87/196/4
9 *Zhamojdasphaera* sp., 200 ×, Vr 3, 87/178/7

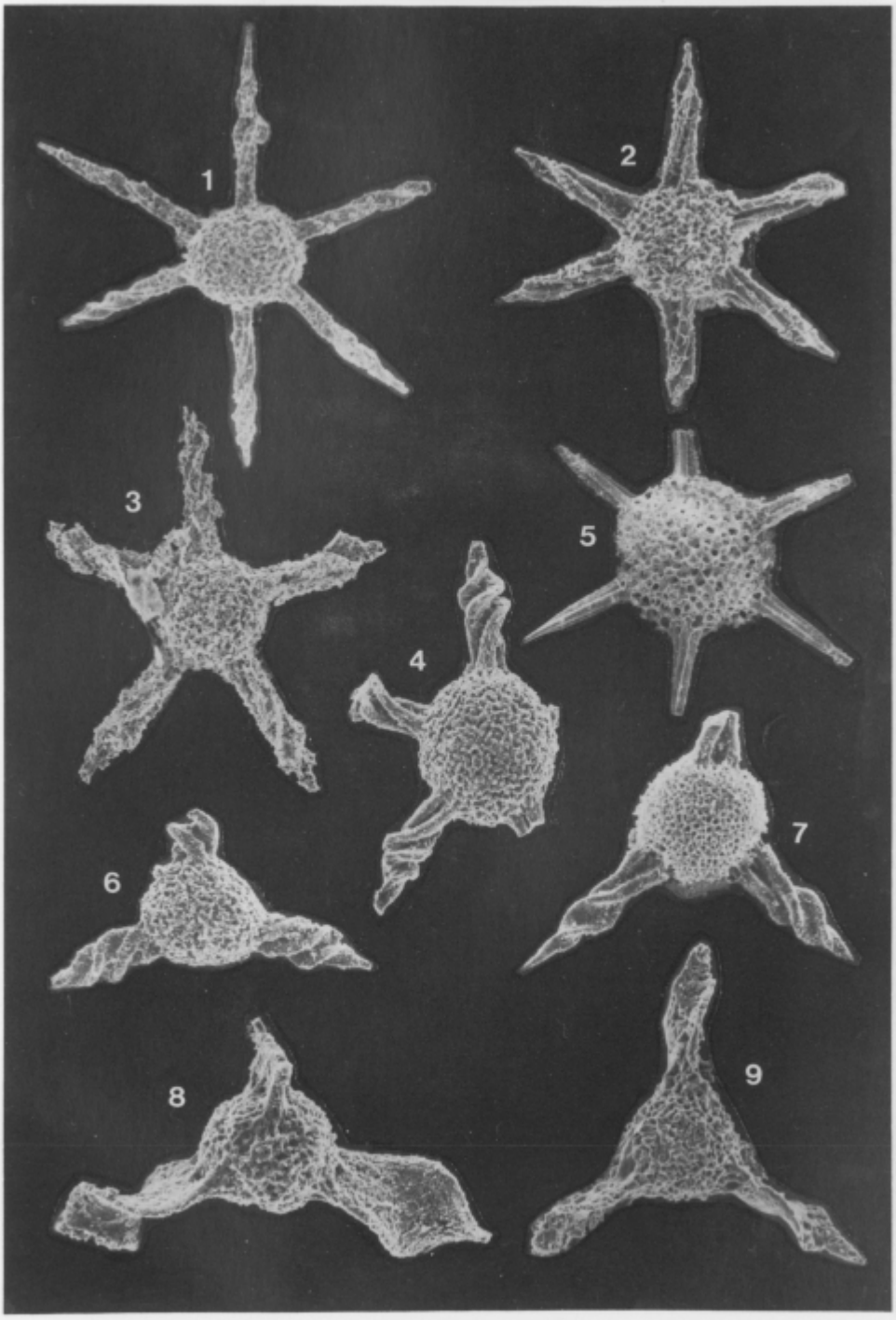

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Plate 3 – Tabla 3

1 *Baumgartneria bifurcata* Dumitrica, 100 ×, Gr 10, 87/238/3
2 *Baumgartneria trifurcata* Dumitrica, 100 ×, 19726/3, 84/1/7
3 *Baumgartneria retrospina* Dumitrica, 100 ×, 19726/3, 84/1/5
4, 5, 6 *Falcispongus calcaneum* Dumitrica, 100 ×, *4*: Gr 10, 87/232/10; *5*: 19726/3, 84/1/3; *6*: Vr 2, 87/4/9
7 *Falcispongus hamatus* Dumitrica, 150 ×, Vr 2, 87/183/8
8, 9 *Falcispongus uncus* Goričan n. sp., 100 ×, Vr 2, *8*: 87/5/1; *9*: holotype, 87/5/2
10, 11 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 100 ×, *10*: 16513/1, 87/6/7; *11*: 16513/4, 87/6/3
12 *Falcispongus rostratus* Dumitrica, 100 ×, Vr 2, 87/4/2

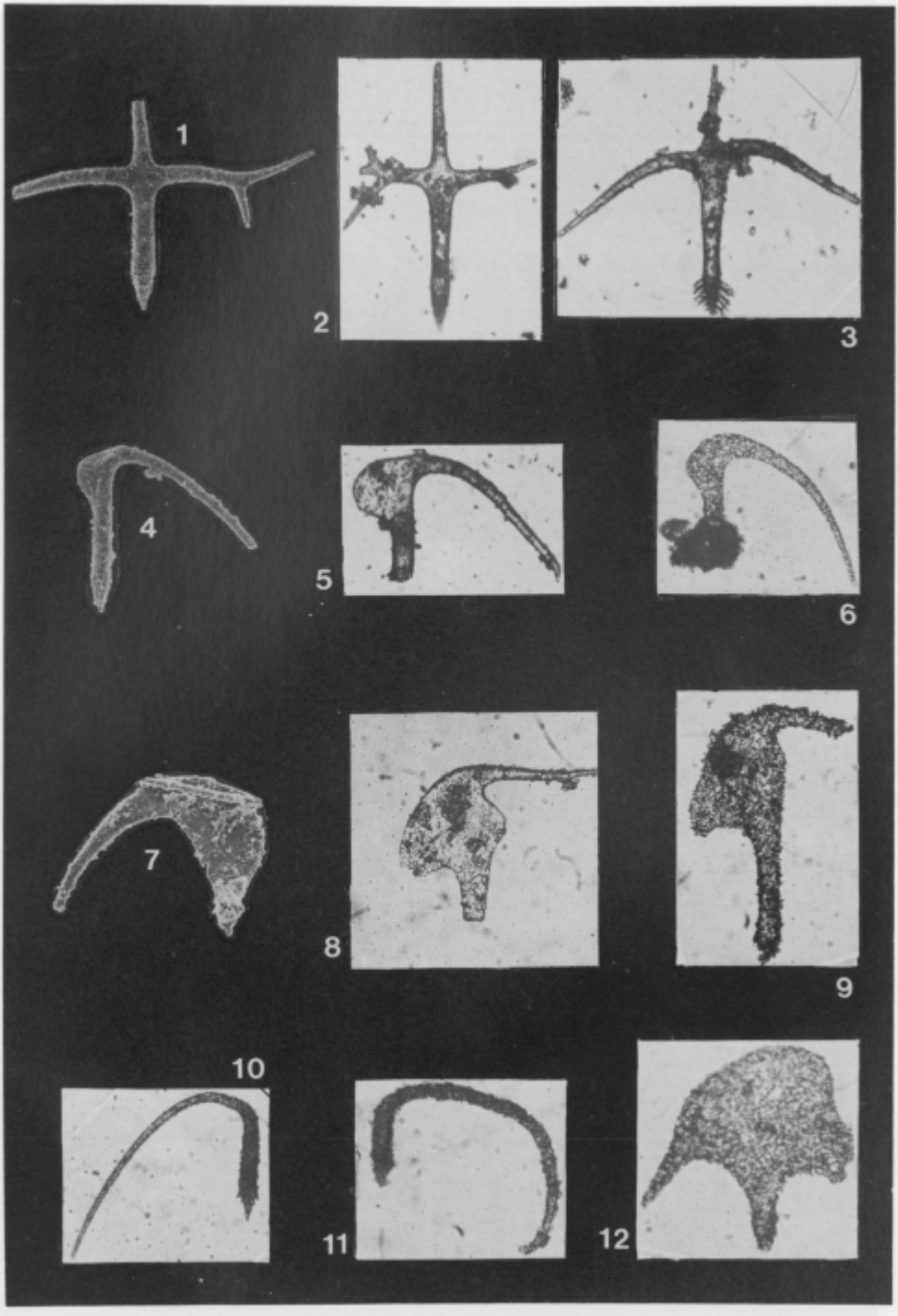

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 4 – Tabla 4

1 *Spongopallium* ? *koppi* (Lahm), 100 ×, 16513/1, 87/175/3
2, 3, 4 *Spongopallium* ? cf. *koppi* (Lahm), 100 ×, *2*: Gr 10, 87/224/2; *3*: 19726/3, 87/229/3; *4*: 19726/3, 87/210/10
5 *Spongopallium* ? sp. A, 100 ×, 19726/3, 87/229/1
6 *Spongopallium* ? sp. B, 150 ×, 19726/5, 87/220/7
7, 8 *Spongopallium contortum* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, *7*: 19726/5, 87/222/4; *8*: Vr 4, 87/183/2
9a, 9b, 10 *Dumitricasphaera* ? *pennata* Goričan n. sp., *9*: holotype, Vr 3, *9a*: 150 ×, 87/179/9; *9b*: polar view of the spine, 200 ×, 88/298/9; *10*: Vr 4, 87/182/7
11, 12, 13 *Dumitricasphaera* ? spp., 150 ×, *11*: Vr 2, 87/185/5; *12*: Vr 3, 87/180/4; *13*: Vr 3, 87/180/3
14 *Dumitricasphaera* ? cf. trispinosa (Kozur & Mostler); 150 ×, Vr 2, 87/185/2

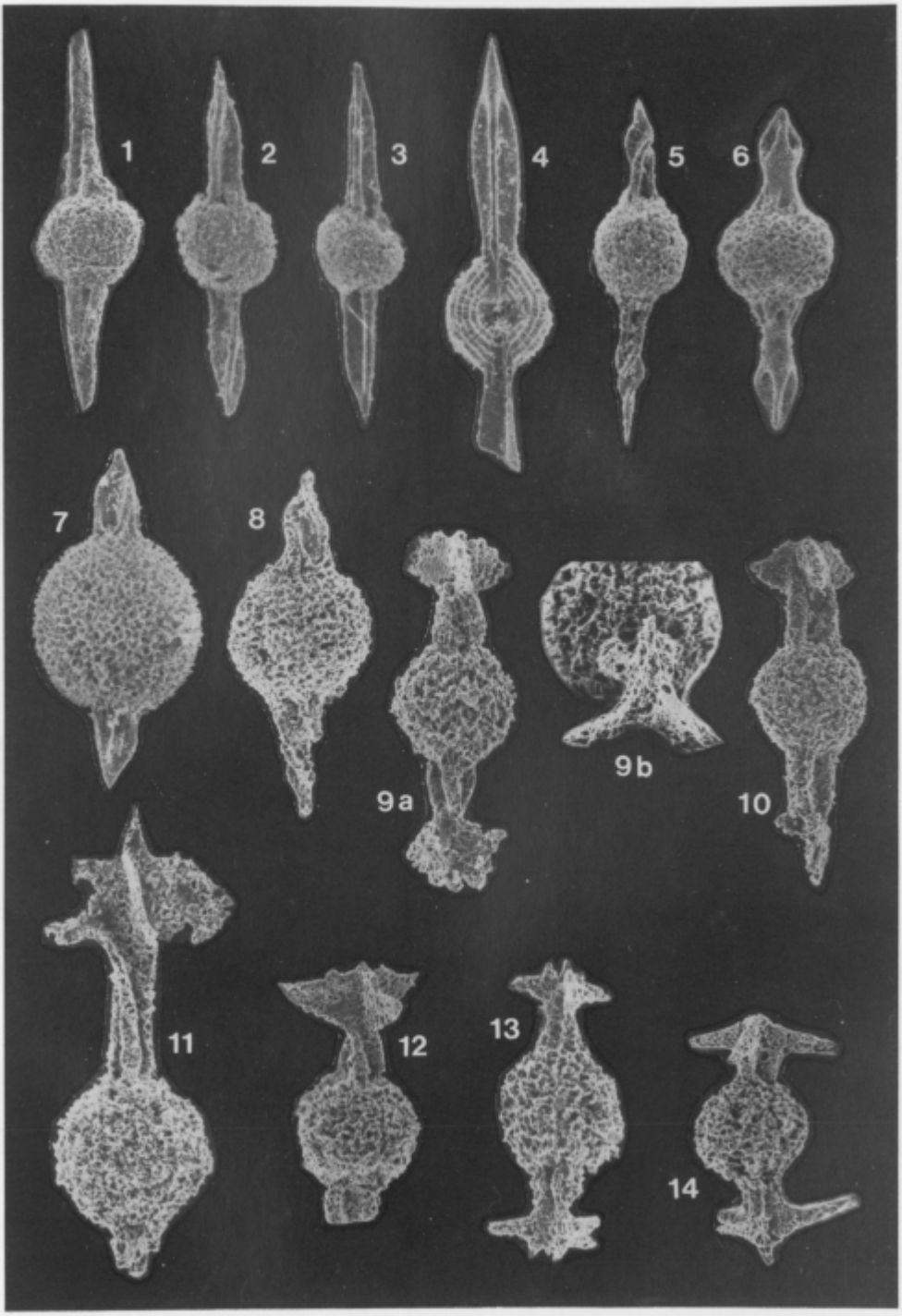
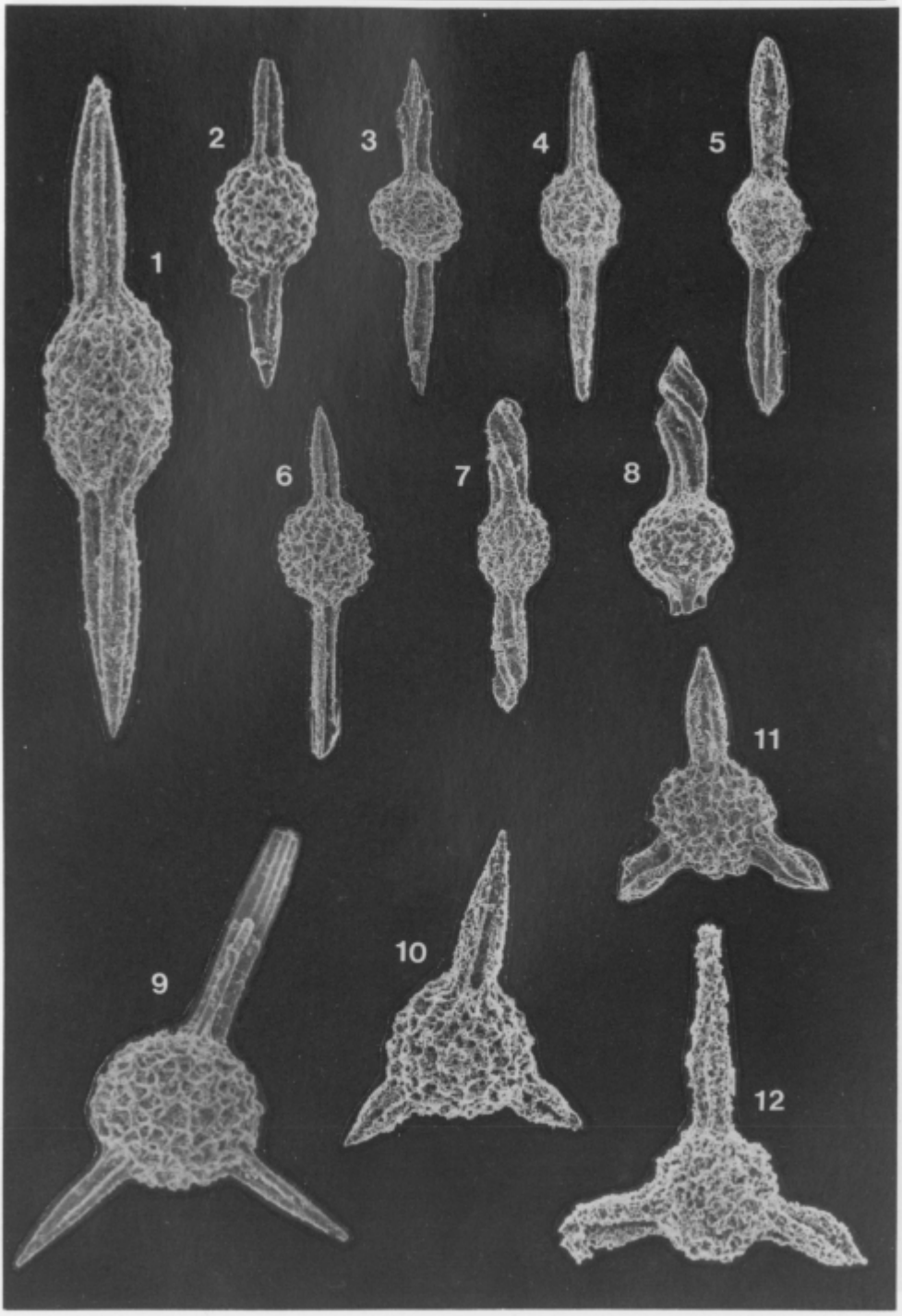

1
2
3
4
5
6
7
8
9a
9b
10
11
12
13
14

Plate 5 – Tabla 5

1 *Pseudostylosphaera coccostyla* (Rüst), 100 ×, Gr 11, 87/211/7
2 *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko & Nishimura), 100 ×, 16513/1, 87/172/5
3, 4, 5 *Pseudostylosphaera longispinosa* Kozur & Mostler, 100 ×, *3*: Gr 11, 87/213/7; *4*: 16513/2, 87/170/8; *5*: Vr 2, 87/184/6
6 *Pseudostylosphaera tenuis* (Nakaseko & Nishimura), 100 ×, 16513/1, 87/176/5
7 *Pseudostylosphaera goestlingensis* (Kozur & Mostler), 100 ×, Vr 4, 87/182/4
8 *Pseudostylosphaera* cf. *hellenica* (De Wever), 100 ×, Mo 19, 87/194/9
9 *Sepsagon longispinosus* (Kozur & Mostler), 150 ×, 19726/3, 87/206/5
10 *Sepsagon* ? *robustus* Lahm, 150 ×, 16513/4, 87/168/4
11, 12 *Sarla* spp., 150 ×, Vr 2, *11*: 87/183/6; *12*: 87/184/5


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

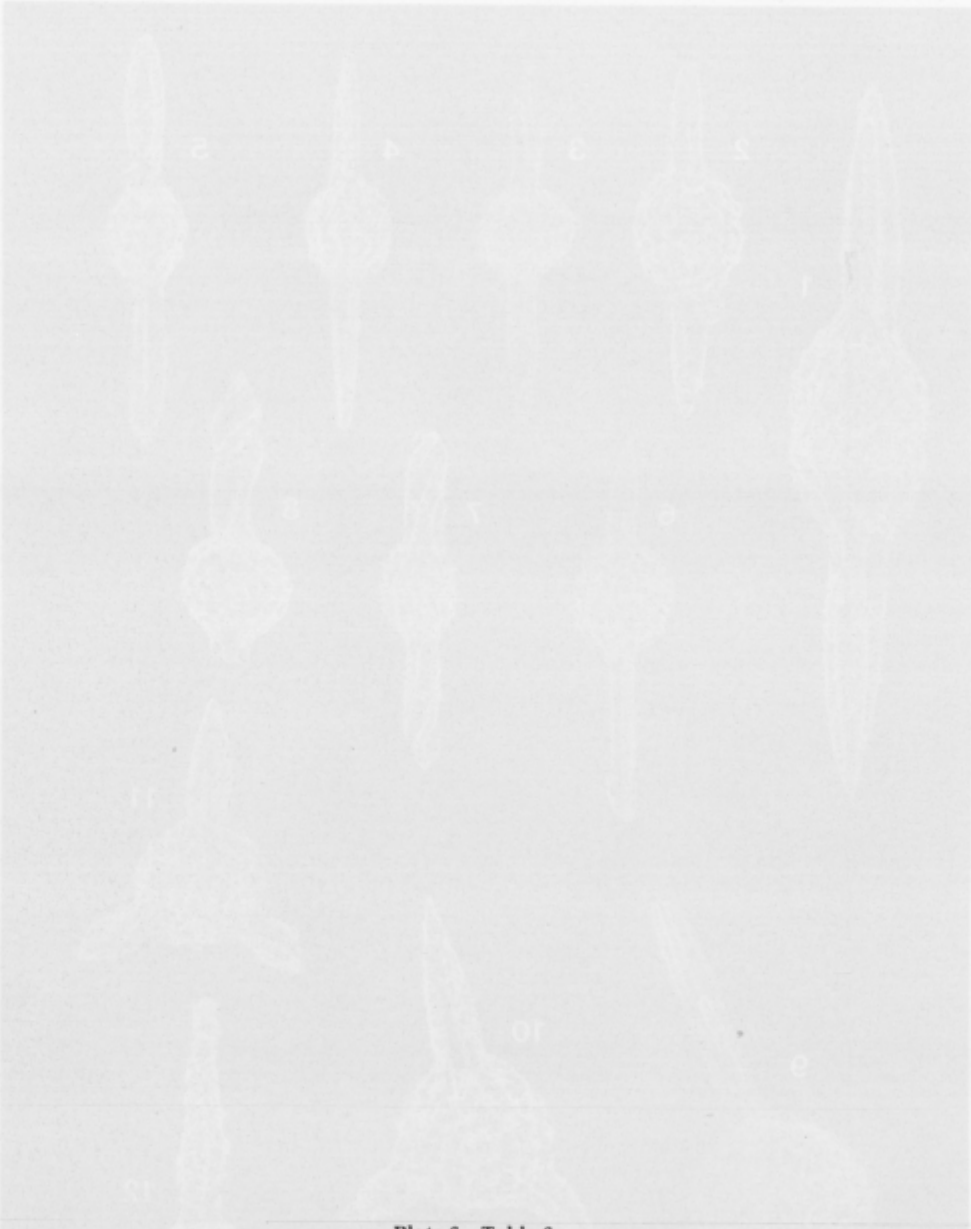


Plate 6 – Tabla 6

1 *Parasepsagon tetracanthus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 100 ×, 19726/3, 88/269/2
2 *Plafkerium* ? cf. *longidentatum* Kozur & Mostler, 100 ×, 19726/3, 87/231/4
3, 4, 5, 6 *Plafkerium* ? *firmum* Goričan n. sp., *3*: holotype, 150 ×, Vr 5, 88/265/9; *4*: 150 ×, Vr 5, 180/9; *5*: 150 ×, Mo 18, 87/195/8; *6*: 100 ×, Vr 5, 88/265/8
7, 8 *Plafkerium abbotti* Pessagno, 150 ×, *7*: Mo 19, 87/201/9; *8*: Mo 18, 87/193/1
9 *Plafkerium* sp., 150 ×, Vr 4, 87/182/1

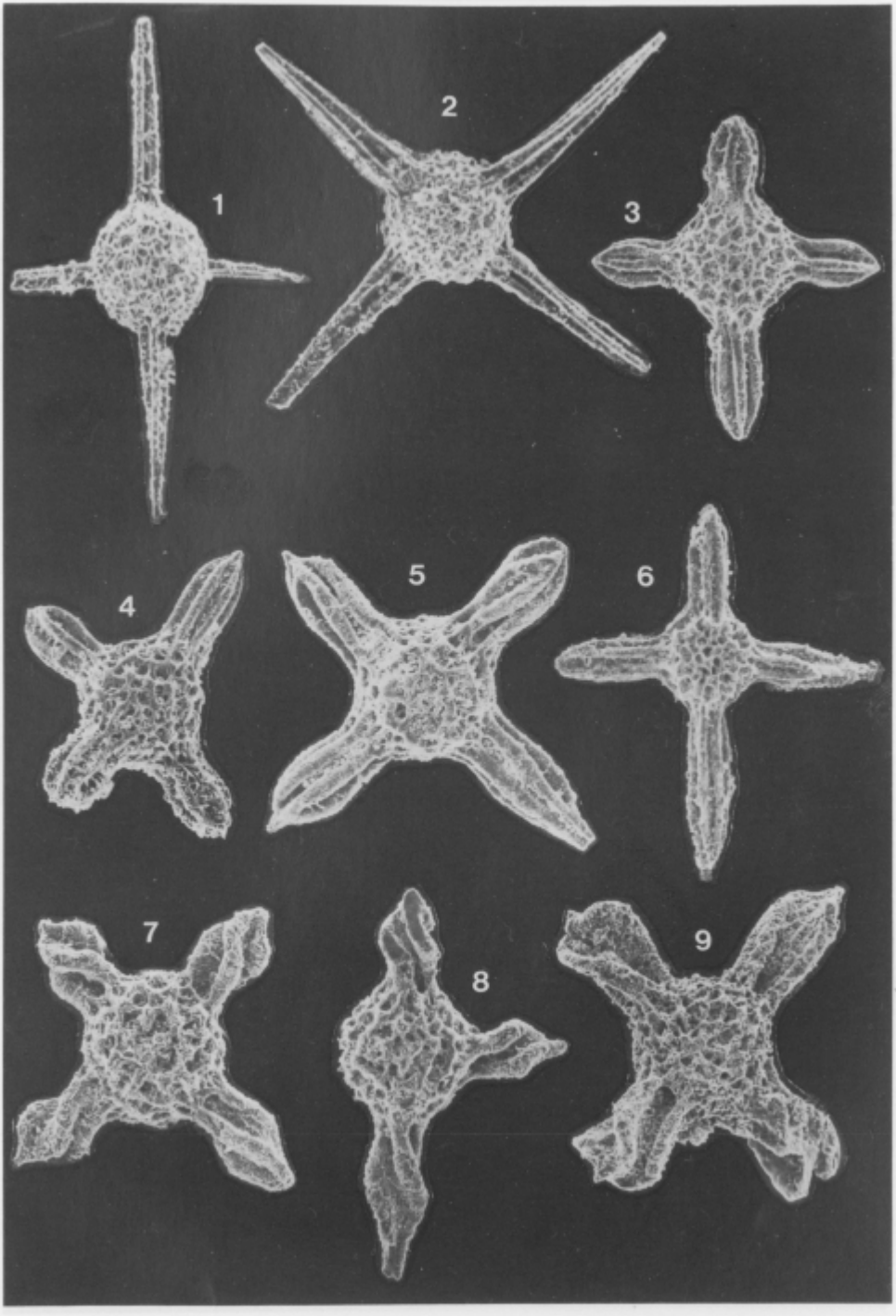

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Plate 7 – Tabla 7

1 *Archaeosemantis cristianensis* Dumitrica, 200 ×, Gr 10, 87/227/6
2 *Archaeosemantis pterostephanus* Dumitrica, 200 ×, 19726/3, 87/229/6
3 *Triassothamnus verticillatus* (Dumitrica), 100 ×, 19726/3, 87/229/9
4 *Tandarnia recoarensis* Dumitrica, 200 ×, 19726/3, 87/229/8
5 *Pentactinocapsa quadripes* Dumitrica, 150 ×, 19726/3, 88/268/9
6 *Parentactinia pugnax* Dumitrica, 200 ×, 19726/3, 87/209/9
7 *Pentactinorbis kozuri* Dumitrica, 150 ×, 16513/1, 87/176/7
8, 9, 10 *Pentactinocarpus tetracanthus* Dumitrica, 150 ×, *8*: 16513/2, 87/170/1; *9*: abnormal specimen, 19726/3, 87/230/6; *10*: abnormal specimen, 19726/3, 87/230/2
11 *Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrica, 150 ×, 19726/3, 87/231/5
12 *Pentactinocarpus acanthicus* Dumitrica, 150 ×, Gr 11, 87/212/4

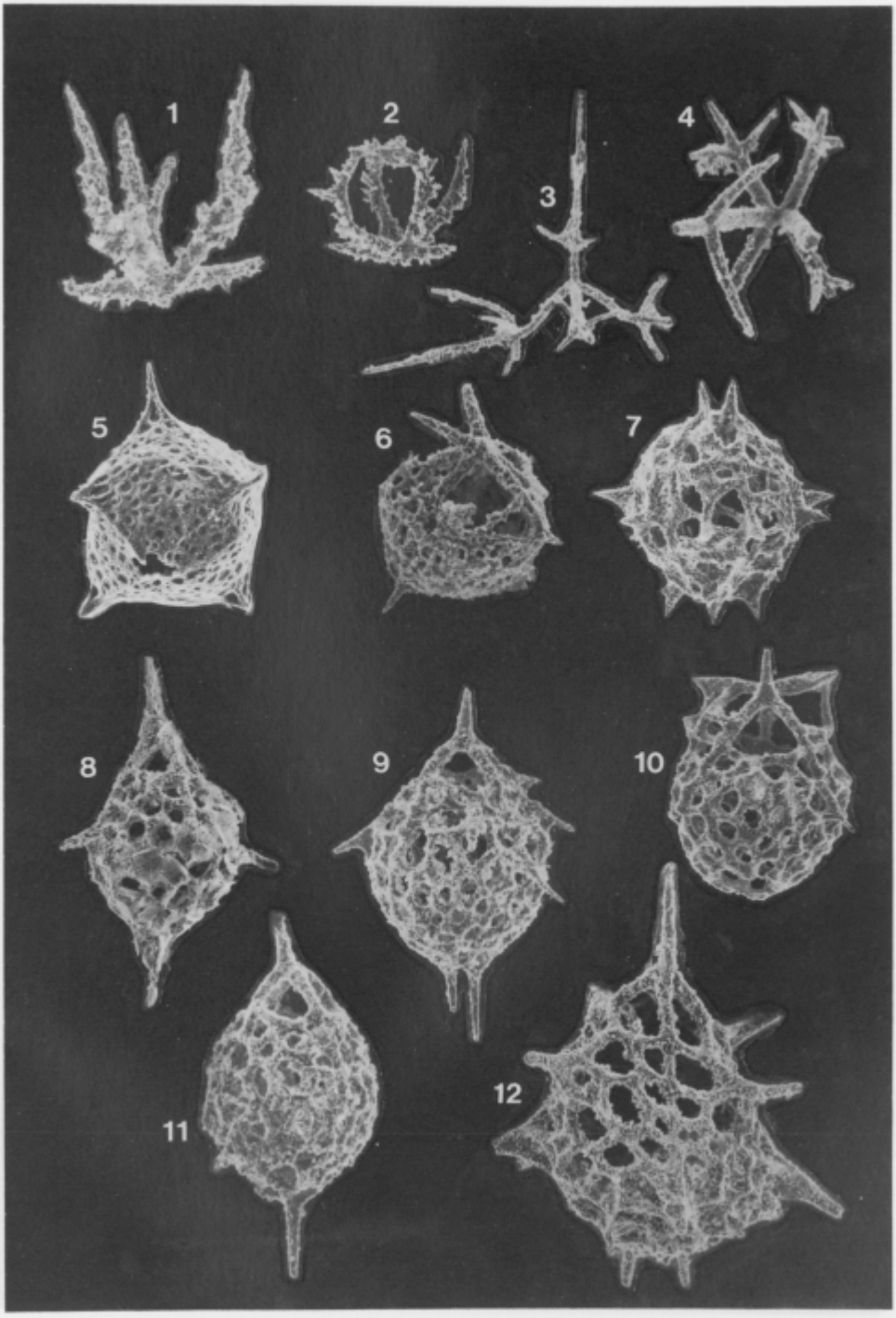

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 8 – Tabla 8

1, 2, 3 *Cryptostephanidium cornigerum* Dumitrica, 200 ×. *1*: Gr 11, 87/212/1; *2*: Vr 3, 87/179/3; *3*: abnormal specimen, Gr 10, 87/226/2
4 *Cryptostephanidium verrucosum* Dumitrica, 150 ×, 19726/3, 87/206/9
5 *Cryptostephanidium ? japonicum* (Nakaseko & Nishimura), 150 ×, 19726/3, 87/206/10
6 *Triassistephanidium laticorne* Dumitrica, 150 ×, Gr 11, 87/213/5
7, 8 *Eptingium manfredi* Dumitrica, 100 ×, *7*: Gr 10, 87/225/5; *8*: 19726/3, 88/268/5
9, 10 *Triassobipedis balatonica* Kozur, 200 ×, *9*: 19726/3, 87/209/8; *10*: Gr 9, 87/215/8
11 *Neopylentonema mesotriassica* Kozur, 200 ×, 19726/3, 84/1879

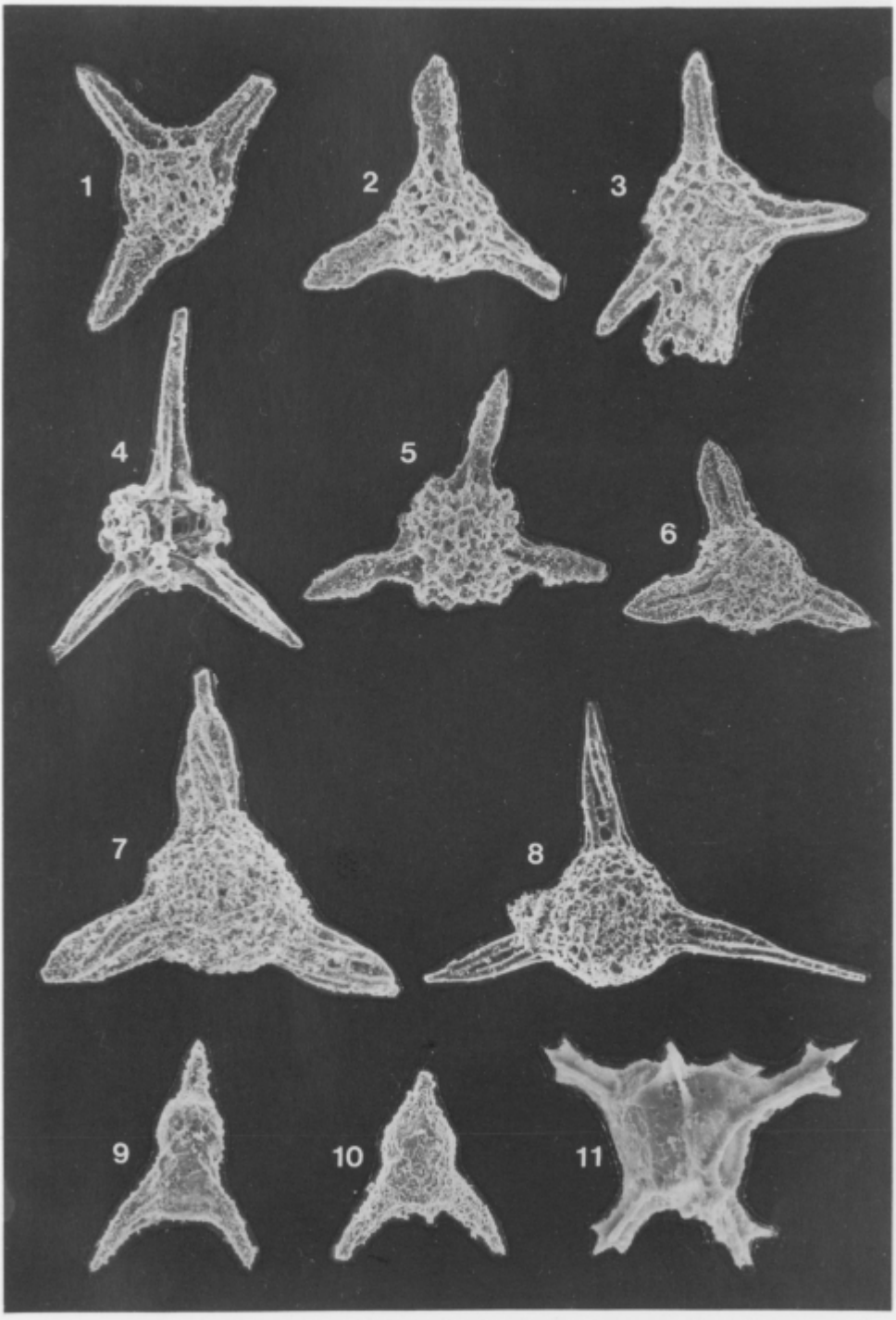

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 9 – Tabla 9

1, 2 *Poulpus curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 200 ×, *1*: 19726/3, 87/230/5; *2*: abnormal specimen, Gr 10, 87/226/1

3 *Poulpus* aff. *curvispinus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, Vr 2, 87/186/10

4, 5a, 5b, 6, 7a, 7b *Hozmadia pyramidalis* Goričan n. sp., *4*: holotype, 200 ×, 19726/5, 87/221/6; *5a*: 200 ×, 19726/5, 87/269/4; *5b*: apical view, 300 ×, 87/269/5; *6*: 200 ×, Gr 10, 87/236/6; *7a*: 200 ×, 16513/1, 87/173/6; *7b*: antapical view, 300 ×, 87/173/7

8, 9, 10 *Hozmadia reticulata* Dumitrica, Kozur & Mostler, 200 ×, *8*: 19726/3, 88/275/10; *9*: Gr 10, 87/238/5; *10*: 19726/3, 87/230/4

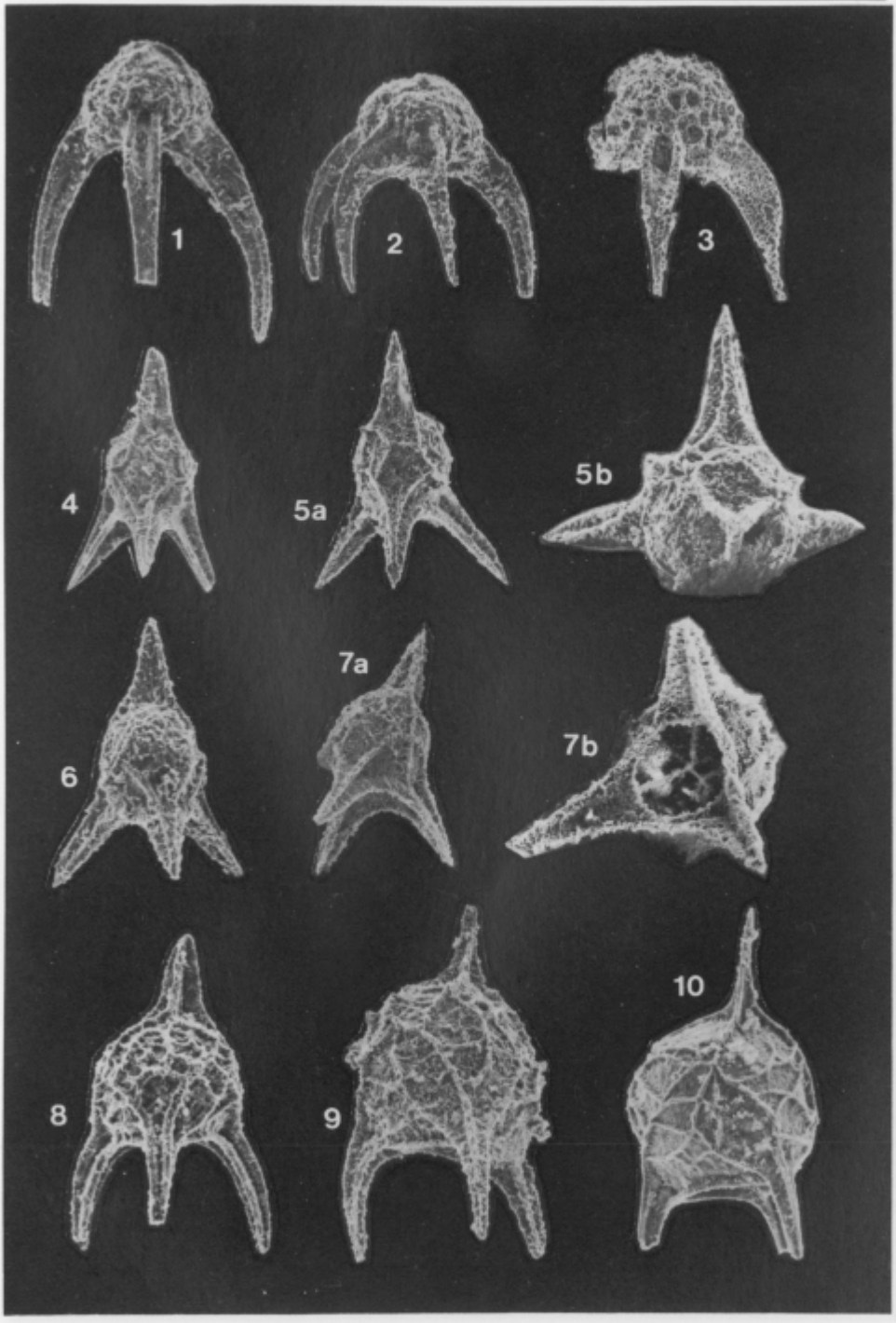

1
2
3
4
5a
5b
6
7a
7b
8
9
10

Plate 10 – Tabla 10

1 *Eonapora mesotriassica* Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/209/6
2a, 2b *Eonapora* aff. *robusta* Kozur & Mostler, 200 ×, 19726/3, *2a*: 87/209/3; *2b*: antapical view, 87/209/4
3 *Eonapora* sp., 150 ×, Gr 10, 87/237/10
4 *Sanfilippoella recta* Kozur & Mostler, 150 ×, Mo 18, 87/193/8
5 *Hinedorcus alatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 19726/3, 87/207/10
6 *Nofrema trispinosa* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, 16513/1, 87/187/7
7 *Spongosilicarmiger italicus* Kozur, 150 ×, 19726/3, 84/1888
8 *Silicarmiger costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, Gr 11, 87/214/10
9 *Silicarmiger* aff. *costatus* Dumitrica, Kozur & Mostler, 150 ×, Vr 5, 88/266/6

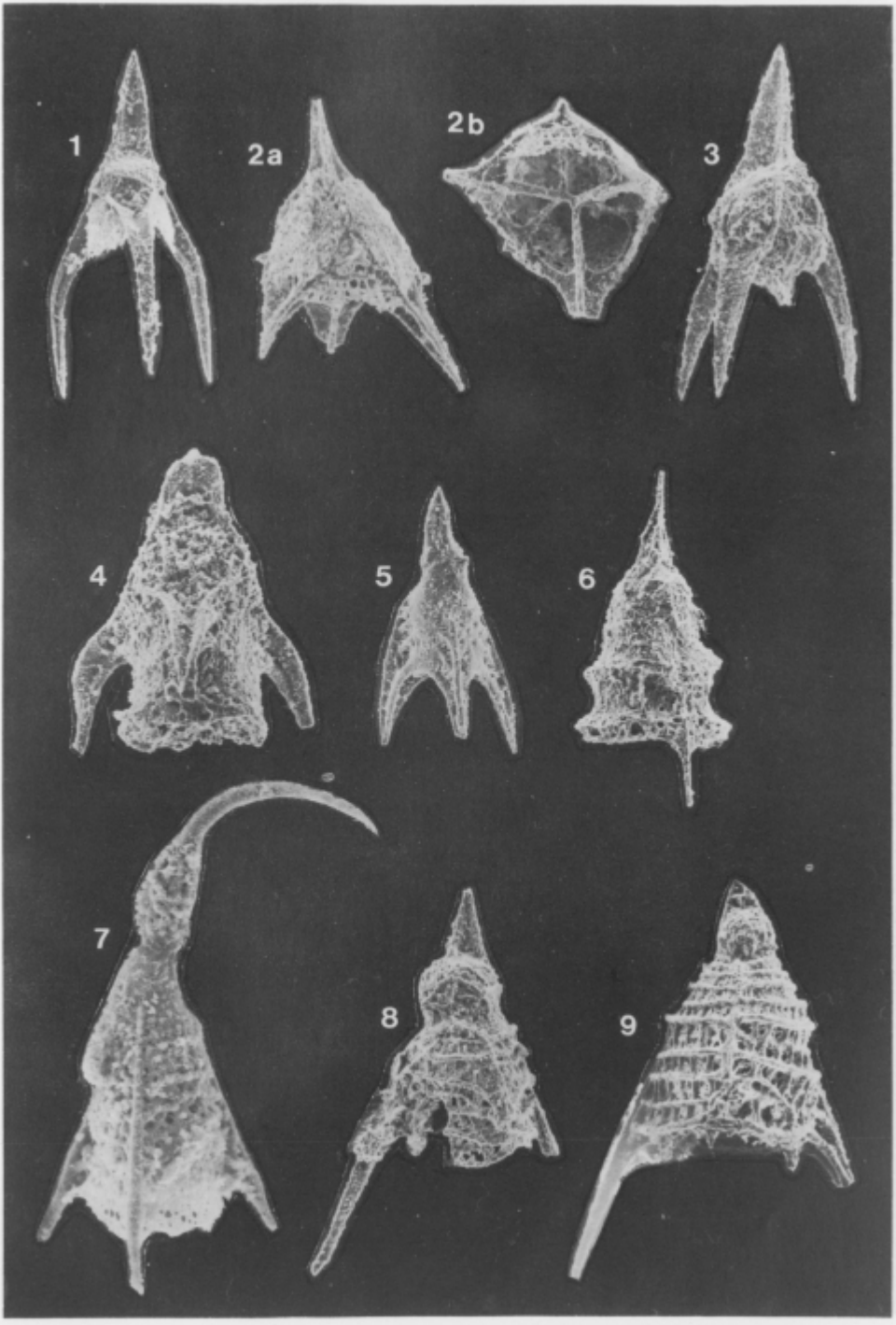

1
2a
2b
3
4
5
6
7
8
9

Plate 11 – Tabla 11

1a, 1b, 2a, 2b, 3a, 3b *Picapora* sp. A, 200 ×, *b*: antapical views, *1a, 1b*: Gr 10, 87/232/6–7; *2a, 2b*: 19726/3, 87/210/1–2; *3a, 3b*: Gr 10, 87/232/4–5
4 *Foremanellina expansolabrum* Dumitrica, 200 ×, Gr 10, 87/227/7
5 *Foremanellina macrocephala* Dumitrica, 200 ×, 19726/5, 87/219/10
6, 7, 8 *Bulbocyrtium* spp., 200 ×, *6*: Mo 19, 87/200/1; 7: 19726/3, 87/209/2; *8*: 19726/3, 87/208/4
9 *Goestlingella illyrica* Kozur, 200 ×, 19726/3, 87/207/9

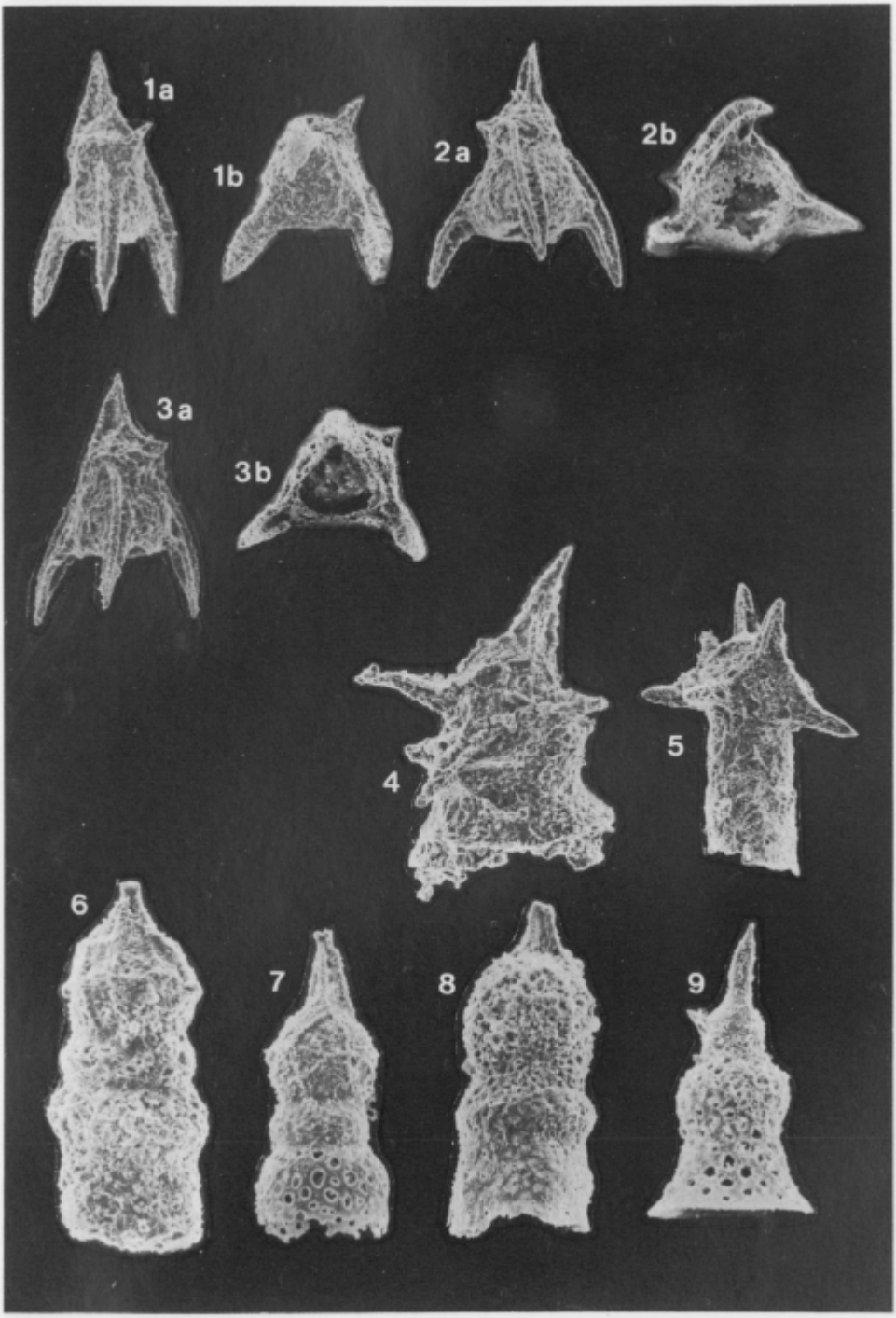
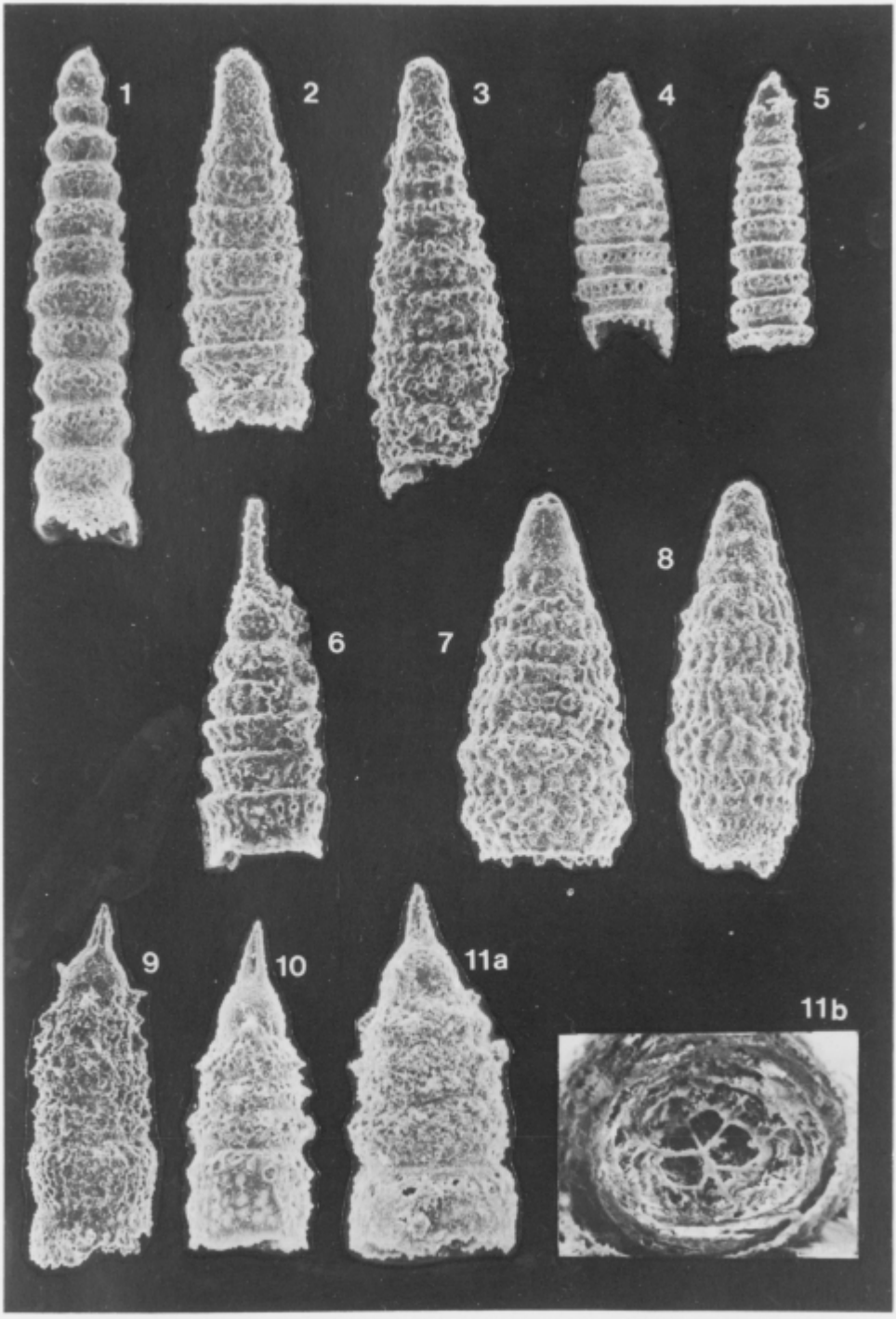

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4
5
6
7
8
9

Plate 12 – Tabla 12

1 *Triassocampe* sp. A, 200 ×, Gr 9, 87/218/7
2, 3 *Triassocampe scalaris* Dumitrica, Kozur & Mostler, 200 ×, *2*: Gr 10, 87/233/5; *3*: Vr 5, 87/181/1
4, 5 *Triassocampe sulovensis* Kozur & Mock, 200 ×, *4*: 19726/5, 87/233/8; *5*: Mo 19, 87/198/9
6 *Yeharaia annulata* Nakaseko & Nishimura, 200 ×, 19726/5, 87/222/7
7, 8 *Triassocampe* spp., 200 ×, Mo 19, *7*: 87/198/6; *8*: 87/199/3
9, 10, 11a, 11b *Anisicyrtis* sp. A, 200 ×, *9*: Gr 11, 87/214/1; *10*: 19726/3, 87/207/5; *11a*: 19726/3, 87/207/7; *11b*: antapical view, 300 ×, 87/207/6


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11a
11b

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11a
11b

GEOLOGIJA *31, 32*, 199–207 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.551.761(234.323.63)=863

Heterastridium conglobatum Reuss, 1865 (?hidrozoj) v norijskem apnencu Kamniških Alp

Heterastridium conglobatum Reuss, 1865 (?Hydrozoan) in the Norian Limestone of the Kamnik Alps (Slovenia, NW Yugoslavia)

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

Dragica Turnšek
Inštitut za paleontologijo ZRC, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Novi trg 5, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

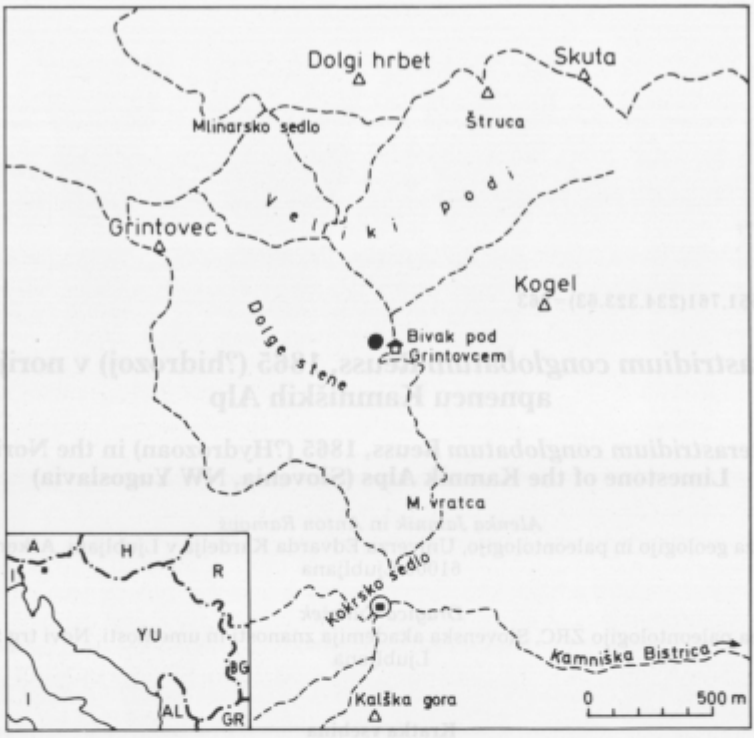
Blizu bivaka pod Grintovcem v Kamniško-Savinjskih Alpah je bil najden kos svetlo sivega apnenca s številnimi ? hidrozojskimi ostanki norijskega rodu *Heterastridium*, ki pripada vrsti *H. conglobatum* Reuss, 1865. To je prva najdba te vrste v Sloveniji. Primarno nahajališče je verjetno v bližini. Kamnina je biosparit, vmesne prostore zapolnjuje radialni cement.

Abstract

Near the site Bivak pod Grintovcem in the Kamnik-Savinja Alps a sample of light grey limestone was found with many ? hydrozoan remains of the Norian genus *Heterastridium*. The fossil belongs to the species *H. conglobatum* Reuss, 1865, and it presents the first finding of this species in Slovenia. The rock is biosparitic limestone filled with radial cement.

Uvod

Ob poti s Kokrskega sedla proti bivaku pod Grintovcem sta Alenka Jamnik in Anton Ramovš nabrala 40 vzorcev (sl. 1). Iz njih so bili narejeni zbruski, v katerih so korale, spongije, foraminifere in mikroproblematike. Pri pregledu zbruskov je pomagala Dragica Turnšek. Med materialom je v enem vzorcu odkrila rod *Heterastridium* Reuss. To je prva najdba takega fosila v Sloveniji. Velik pomen ima kot značilni fosil za norijsko stopnjo. Za podrobnejšo raziskavo fosila je bilo narejenih še več zbruskov iz kosa, najdenega v bližini bivaka. V njem je več primerkov okrogle oblike, ki jih obdaja radialni kalcitni cement.



Sl. 1. Nahajališče hidrozoja *Heterastridium conglobatum*

Fig. 1. Location map of *Heterastridium conglobatum*

Zahvale

Izdelavo zbruskov je opravila Alenka Jamnik ob pomoči Kate Cvetko; Karmen Narobe in Marjan Grm sta izdelala fotografije, Drago Skaberne je opravil sedimentološki pregled zbruskov.

Zgodovinski pregled

Pregled o rodu *Heterastridium* je kratko povzet po Flüglu in Syju 1959. Reuss je leta 1865 v zgornjetriasnih hallstattskih apnencih Salzkammerguta našel okrogle oblike kormijev in jih opisal kot korale. Nekaj let kasneje je Duncan podobne ostanke opisal kot velike foraminifere. Šele Nicholson 1889 in Frech 1890 sta opazila podobnost in potrdila pripadnost fosila k hidrozojem. Ugotovila sta, da so se za isti rod pojavila različna imena: *Heterastridium, Syringosphaeria* in *Stoliczkaria*. Do istih zaključkov je kasneje prišlo še več avtorjev. Nekateri so rodu pripisali več vrst, drugi so se zavzemali za eno samo vrsto – v tem si še danes niso edini.

Razširjenost po svetu

Flügel in Sy (1959, 12) navajata najdbe rodu *Heterastridium* v Severnih in Južnih Alpah, na Madžarskem, v Bolgariji, na otoku Kos v Sporadih, na Cipru, v Perziji, Karakorumu, Timorju, Molukkih in na Aljaski. V novejšem času so ta rod našli še v Gosaukammu v Severnih Apneniških Alpah (Sadati, 1981), na Siciliji (Senowbari-Daryan et al., 1982) in v Pamirju (Bojko, 1979; Dronov, 1982).

Splošne značilnosti

Za določitev rodu in vrst so raziskovalci upoštevali obliko kolonije ter zunanjo in notranjo strukturo. Po obliki kolonij so razlikovali okrogle ali ovalne, gomoljasto-krpaste in nepravilno sploščene. Na površini vidno zunanjo strukturo – izboklinice so delili na bradavičke, grbe in bodice. Bradavičke imajo enak premer kot zooidne cevi, grbe so 2- do 3-krat večje, bodice so koničaste, še večje od grb in tu in tam zaporedno razporejene izboklinice.

Notranja struktura je zgrajena iz dveh vrst skeletnih elementov:
– vodoravnih ali koncentričnih, ki so vzporedni s površino, in
– navpičnih ali radialnih, ki so pravokotni na površino.
Vodoravne elemente sestavljajo ploščice – lamine, ki nakazujejo rast. Navpične elemente grade stebrički, ploščice in cevi, ki so med trdimi skeletnimi elementi v cenosteju. Zooidne cevi imajo okrogel presek in potekajo žarkovito od središča navzven. Med preostalim skeletom so še druge številne bistveno manjše cevčice in vmesni prostori. Radialni elementi se ponekod združujejo v snope, ki jih lahko sestavlja 10 do 15 cevk.

Debelina ploščic in stebričkov znaša približno 0.01 mm, premer zooidnih cevi približno 0.50 mm, dolžina 2 do 4 mm. Vsi skeletni elementi so med seboj prostorsko prepleteni v mrežast skelet.

Pri določanju in metričnem opisovanju so že prvi raziskovalci naleteli na težave pri mikroskopskih analizah v zbruskih. V večini primerkov je notranja struktura prepoznavna le v ozkem obrobnem delu cenosteja. Notranjost je brez strukture oziroma zapolnjena s kalcitom, saj kristalizacija praviloma poteka od središča navzven. Šopi cevčic so tvorbe brez točno opredeljenih mej, bočno se porazgubijo v sredini cenosteja kot spongijsko tkivo.

Pri izoliranem materialu se pojavljajo makroskopske težave, kot npr. uničenje površine zaradi transporta in preperelosti.

Opis nahajališča

Nahajališče leži pri bivaku pod Grintovcem na višini 2100 m v Kamniško-Savinjskih Alpah, dobro uro hoda od Cojzove koče na Kokrskem sedlu (1791 m). Bivak leži na začetku krnice, ki jo obrobljajo od zahoda proti vzhodu Dolge stene, Grintovec, Dolgi hrbet, Štruca, Skuta in Kogel. Celotno dokaj izravnano območje med gorskimi hrbti se imenuje Veliki podi. Teren je zelo težko dostopen s številnimi prepadi, strmimi stenami, razpokami, vrtačami – pravi visokogorski kras.

Kamnina nad Kokrskim sedlom proti bivaku in naprej proti Štruci je bel masiven apnenec s številnimi koralami in spongijami na nekaterih mestih. Verjetno ta apnenec gradi tudi masiv Dolgih sten in Velike pode.

Na geološki karti Ravne na Koroškem v merilu 1 : 100 000, ki jo je izdelal Geološki zavod Ljubljana (Mioč et al., 1983), so za omenjeno področje določili srednji ali zgornji trias.

Opis najdenega fosila

Poddeblo **Cnidaria** Hatschek, 1888
Razred **Hydrozoa** Owen, 1843
Družina Heterastridiidae Frech, 1890
Rod *Heterastridium* Reuss, 1865
(= *Syringosphaeria* Duncan, 1879
= *Stoliczkaria* Duncan, 1879)

Heterastridium conglobatum Reuss, 1865
Tab. 1, sl. 1–3; tab. 2, sl. 1–2

1865 *Heterastridium conglobatum* n. sp. – Reuss, 387–394, Taf. 1–4.
pars 1959 *Heterastridium conglobatum conglobatum* Reuss – Flügel & Sy, 9–12, Taf. 1, Fig. 1.
1979 *Heterastridium conglobatum* Reuss – Bojko, 62–64, tabl. 16, fig. 1–6.
1982 *Heterastridium granulatum* (Duncan) – Sadati, 200, Taf. 64, Fig. 4–6, Taf. 66, Fig. 1.

Material: Prosto ležeči kos z več kot 10 primerki.

Nahajališče: Sekundarno, v bližini bivaka pod Grintovcem, Kamniške Alpe.

Opis: Primerki v kosu so okrogli do rahlo ovalni in obdani z žarkovito rastočim 2 mm kalcitnim pasom. Velikost osebkov je 1 do 1.5 cm.

Cenostej je skoraj okrogel (premer 7 do 15 mm), obod v prerezu je valovit, le pri enem primerku je precej nepravilen. Okoli središča so vidne koncentrične lamine, ki kažejo na rast od centra navzven. V nekaterih primerkih je središče zapolnjeno s kalcitom, zato lamine niso vidne. Zooidne cevi so nepravilno žarkovito razporejene in se na nekaterih nivojih vodoravno razširijo. V preseku merijo 0.15 mm, ob razširitvi do 0.30 mm. Razmik med zooidnimi cevmi je 1.25 do 1.5 mm. Po celotnem cenosteju radialno potekajo številne drobne cevčice, ki se ponekod združujejo v snope in merijo 0.03 do 0.04 mm. Stenka, ki jih obdaja, meri 0.02 mm. Poleg stenk je med cevčicami tu in tam mrežast skelet, ki z vodoravnimi prečkami in laminami daje cenosteju koncentrično strukturo.

Primerjava: Po razporeditvi šopastih cevčic in zooidnih cevi so naši primerki enaki tipičnemu *Heterastridium conglobatum*.

Stratigrafska razširjenost: Zgornji trias, norijska stopnja.

Geografska razširjenost: Navedena na začetku sestavka. V Sloveniji doslej edino nahajališče.

Shematska pripadnost

Najdbe spikul v nekaterih fosilnih hidrozojih so privedle avtorje na misel, da morda pripadajo spongijam. V našem materialu jih ni, zato uvrščamo *Heterastridium* k hidrozojem.

Ekologija

Med raziskovalci še ni enotnega mnenja o ekološkem pomenu fosila. Nekateri avtorji ga postavljajo v loferitno facijo – šelf, laguno, zagreben, facijo »grapestone« (Sadati, 1981, 200), drugi v malo globlje morje – predgreben, bazensko področje (Wurm, 1982, 219). Zanesljivo ga uvrščamo med negrebenske ali obgrebenske fosile. Pojavlja se sam ali skupaj s solitarnimi koralami, nekaterimi hidrozoji in spongijami. V Pamirju so ga našli skupaj s školjko *Monotis salinaria* in amoniti (Dronov et al., 1982, 115–116).

V opisanem primerku je kamnina intrabiosparit, visoka energija kaže na prigrebensko okolje. Neorganske in organske drobce med seboj povezuje radialno raščen kalcitni cement.

A. Jamnik-ova je pri ponovnem obisku terena našla okrogle 3 cm velike tvorbe, ki bi lahko ustrezale rodu *Heterastridium*, a jih ni mogla izbiti iz žive skale za mikroskopske raziskave. Zraven je našla še dva amonita, solitarne korale, spongije in vse polno školjk *Monotis* cf. *salinaria*. Vse to narekuje nadaljnje raziskave.

Literatura

Bojko, E. V. 1979, Pozdnetriasovye Hydrozoa yugo-vostochnogo Pamira. – Inst. Geol. Akad. Nauk Tadschikskoy SSR, 113 p., 28 tabl., 8 ris., Dushanbe (Donish).

Dronov, V. I., Gazdzicki, A. & Melnikova, G. K. 1982, Die triadischen Riffe im südöstlichen Pamir. – Facies *6*, 107–128, Taf. 14–16, 2 Abb., 1 Tab., Erlangen.

Flügel, E. & Sy, E. 1959, Die Hydrozoen der Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *109*, 1–108, 3 Taf., 2 Tab., Stuttgart.

Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, list Ravne na Koroškem, 1:100 000. Zvezni geološki zavod Beograd.

Reuss, A. E. 1865, Zwei neue Anthozoen aus den Hallstätter Schichen. – S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 61, 1–15, Taf. 1–4, Wien.

Sadati, S. M. 1981, Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – Facies 5, 191–264, Taf. 54–66, 15 Abb., 10 Tab., Erlangen.

Senowbari-Daryan, B., Schäfer, E. P. & Abate, B. 1982, Obertriadische Riffe und Rifforganismen in Sizilien. – Facies 6, 165–184, Taf. 22–24, 4 Abb., Erlangen.

Wurm, D. 1982, Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies 6, 203–296, Taf. 27–41, Erlangen.

Tabla 1 – Plate 1

Heterastridium conglobatum Reuss, 1865
Norijska stopnja, Kamniške Alpe
Norian stage, Kamnik Alps

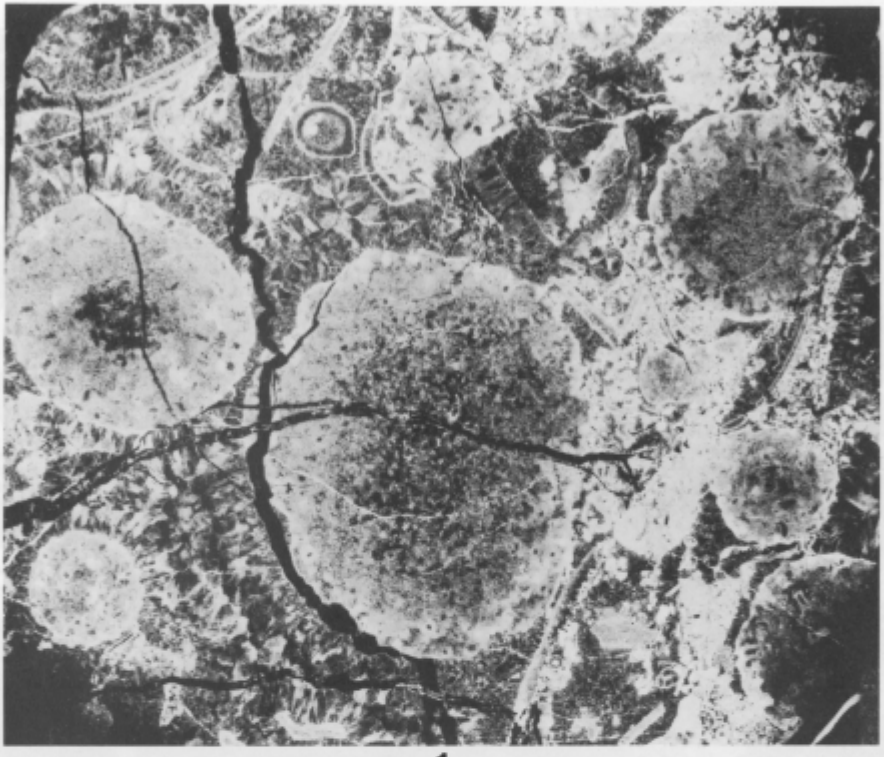
1 Zbrusek BG-XVII/5/3 z več primerki te vrste, 4 ×
Thin section BG-XVII/5/3 with several specimens of the species, 4 ×

2 Radialno-poševni presek cenosteja, ki kaže na levi strani podolgovate zooidne cevi in koncentrično rast skeleta, BG-XVII/5/3, 13 ×
Radial oblique section of coenosteum showing on the left side prolongated zooid tubes and concentric growth of skeleton, BG-XVII/5/3, 13 ×

3 Prečni presek cenosteja, kjer vidimo valoviti rob površine, velike okrogle preseke zooidnih cevi, številne drobne cevčice in med njimi skeletne elemente, BG-XVII/5/2, 12 ×
Transverse section of coenosteum showing wavy edge of surface, large roundish section of zooid tubes, many fine tubules and skeletal elements between them, BG-XVII/5/2, 12 ×

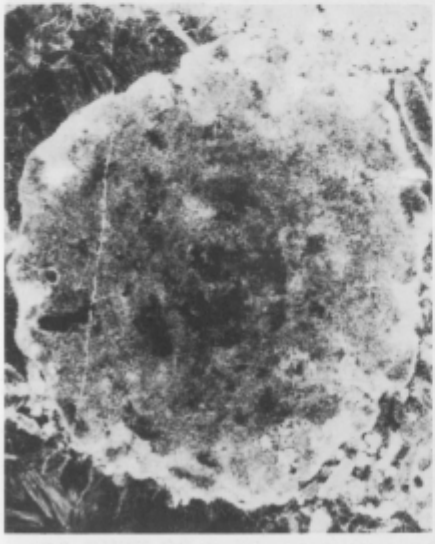
Vse fotografije zbruskov so negativi, zbrusek je povečan neposredno na fotografski papir

All photographs of samples are negatives. The thin section was enlarged directly on photographic paper



1

2



3

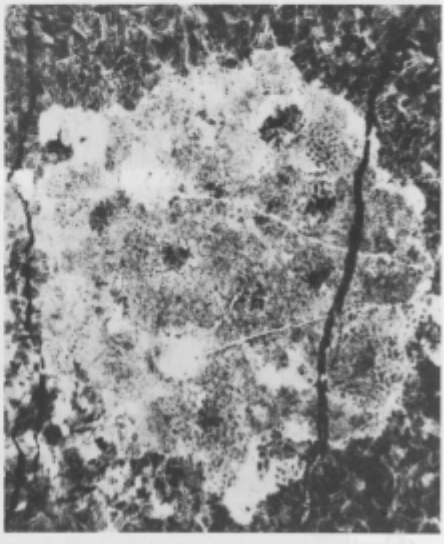
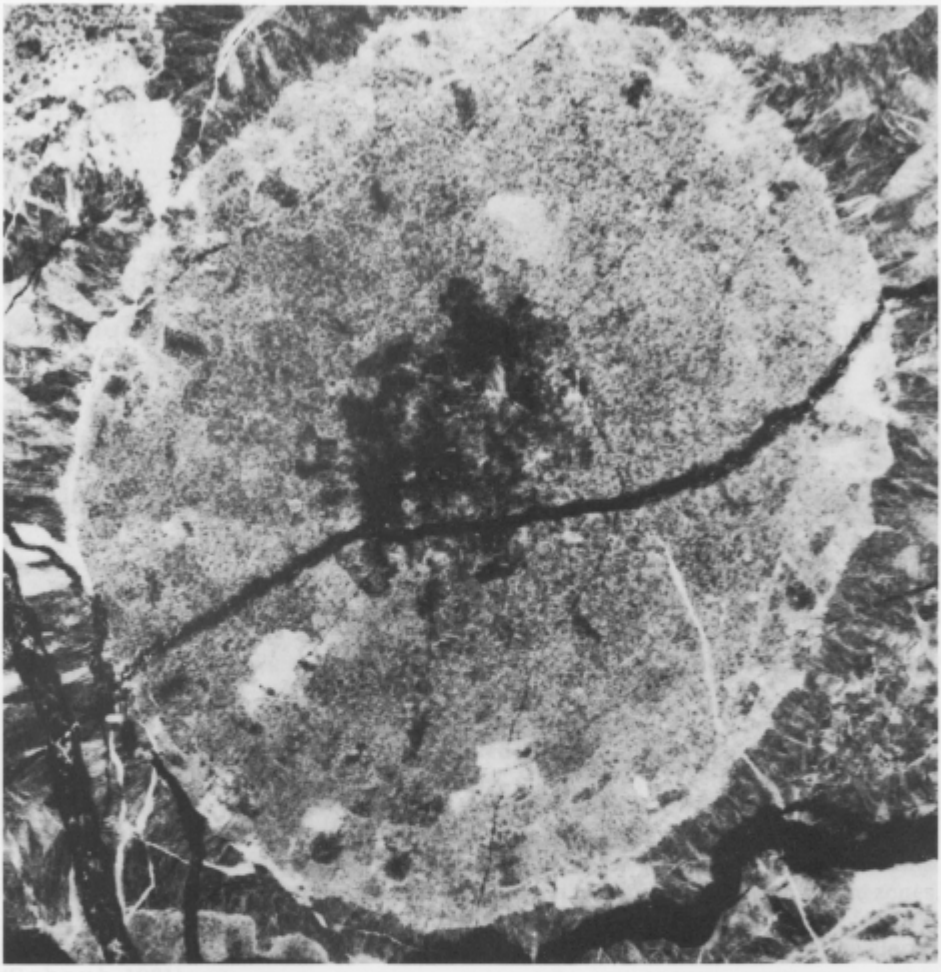


Tabla 2 – Plate 2

1 *Heterastridium conglobatum* Reuss, 1865, norijska stopnja, Kamniške Alpe. Radialni presek cenosteja, ki kaže podolgovate zooidne cevi, številne drobne cevčice in skeletne elemente. V sredini je skelet nadomeščen s kalcitom. BG-XVII/5/3, 12 ×
Heterastridium conglobatum Reuss, 1865. Norian stage, Kamnik Alps. Radial section of coenosteum showing longitudinal zooid tubes, many fine small tubules and skeletal elements. Axial part of skeleton is replaced by calcit. BG-XVII/5/3, 12 ×

2 Vzorec svetlo sivega apnenca s primerki *Heterastridium conglobatum* Reuss, BG-XVII/5, 3,5 ×
Sample of light grey limestone with *Heterastridium conglobatum* Reuss, BG-XVII/5, 3,5 ×



1

2

GEOLOGIJA *31, 32*, 209–217 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.02.551.781(497.2)=20

Nummulites and calcareous nannofossils from Lower Eocene beds in the area of Veliko Târnovo (North Bulgaria)

Kina Aladžova-Hrisčeva
Geologičeski institut pri BAN, Ul. Akad. G. Bončev 2, Sofia 1113, Bulgaria

Jernej Pavšič
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Abstract

From two sections in the Veliko Târnovo area nummulites and calcareous nannofossils were studied. In the Šemševo section by comparison with nummulites the nannoplankton biozone NP 13, and in the Balvan section biozones NP 9 and NP 11 were separated.

Introduction

Individual beds of the Lower Eocene beds in the area of Veliko Târnovo contain numerous small nummulites. Most of them have been studied and described (Aladžova-Hrisčeva in press). Some of these beds have been sampled for nannofossils. The identified nannoplankton assemblages enabled to subdivide the respective zones.

The nummulite associations in the area of Veliko Târnovo show common features with those of the Mediterranean where a nummulite zonal scheme was developed (Schaub 1981).

The aim of the present paper is to study the joint distribution of nummulites and nannofossils in the Eocene sedimentary rocks in the Veliko Târnovo area (Fig. 1), and to correlate the nummulites and the nannoplankton zones identified.

The stratigraphy of the Lower Eocene beds in the area and the study of the nummulite fauna were performed by K. Aladžova-Hrisčeva. The nannoplankton was studied by J. Pavšič. The samples for this investigation have been presented to him by K. Aladžova-Hrisčeva in 1985.

Note on the stratigraphy

The Lower Eocene sedimentary rocks in the Veliko Târnovo area overlie transgressively and unconformably different levels of the Lovec Urgonian Group ranging from the Lower to Upper Cretaceous. Due to the wide distribution of talus deposits

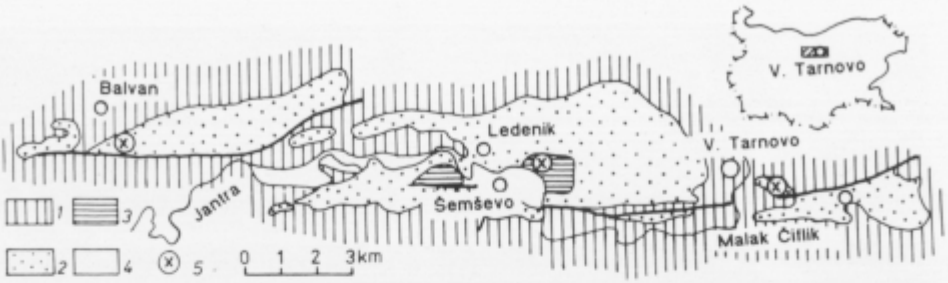


Fig. 1. Distribution of Early Eocene beds in the Veliko Târnovo area
1 Cretaceous; *2* Šemševo Formation (Early Eocene); *3* Avren Formation (Early Eocene); *4* Quaternary; *5* Sections of Early Eocene beds

the boundary Cretaceous/Paleogene is masked and the basal Paleogene horizons are usually not exposed on the surface. The sections of the Lower Eocene beds are commonly incomplete due to denudation of their upper parts. Two formations are distinguished in the Lower Eocene: the lower – Šemševo siltstone-sandstone Formation and the upper – Avren Marl Formation (Aladžova-Hrisčeva 1988). The Stokiški limestone member is distinguished in the Šemševo Formation and occurs only in the western part of the area.

The beds of the Šemševo Formation contain nummulites and nannoplankton. These fossils are lacking in the marls of the overlying Avren Formation, but the nannoplankton assemblage is rich and diverse (Fig. 2).

Biostratigraphy

Nummulite zones

The nummulite fauna in the Veliko Târnovo area is poorly preserved and extend of conservation is govered by different composition of the containing sediments (Figs. 2 and 3).

The lowermost levels of Šemševo Formation contain only single specimens of the species: *Nummulites exilis* Douvillé (Pl. 1), *N. spirectypus* Doncieux (Pl. 2), *N. spileccensis* Munier-Chalmas and few rounded small nummulites of the group *N. globulus* whose species determination is very difficult. According to the scheme of Schaub (1981) this association is characteristic of the *Nummulites exilis* zone with stratigraphic range Middle-Upper Ilerdian.

In the higher parts of the Šemševo Formation the nummulite association changes abruptly and is richer both in species composition and amount of specimens. Particularly numerous are the nummulites in the detrital limestones of the Stokiški member. Several tens of specimens of the following species have been found there: *Nummulites praemurchisoni* Nemkov & Barhatova, *N. semiinvolutus* Nemkov (Pl. 2), *N. pernotus* Schaub. Less common are *N. laxus* Schaub, *N. crimensis* Nemkov & Barhatova (Pl. 2). Among the large number of badly preserved nummulites have been identified also *N.* cf. *soerenbergensis* Schaub, *N.* cf. *involutus* Schaub. This association defines the *Nummulites involutus* zone whose stratigraphic range is Upper Ilerdian (Fig. 3).

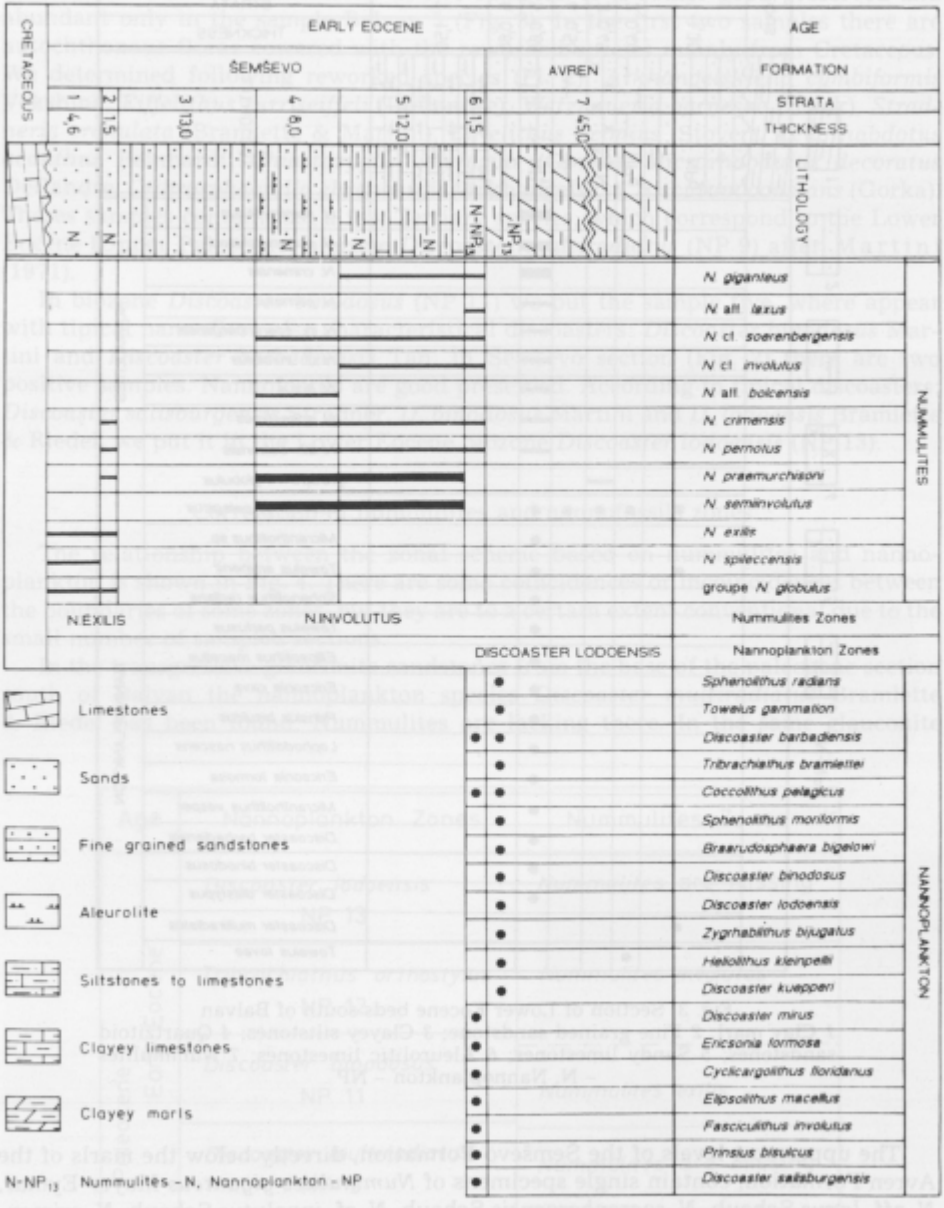


Fig. 2. Section of Lower Eocene beds east of Šemševo

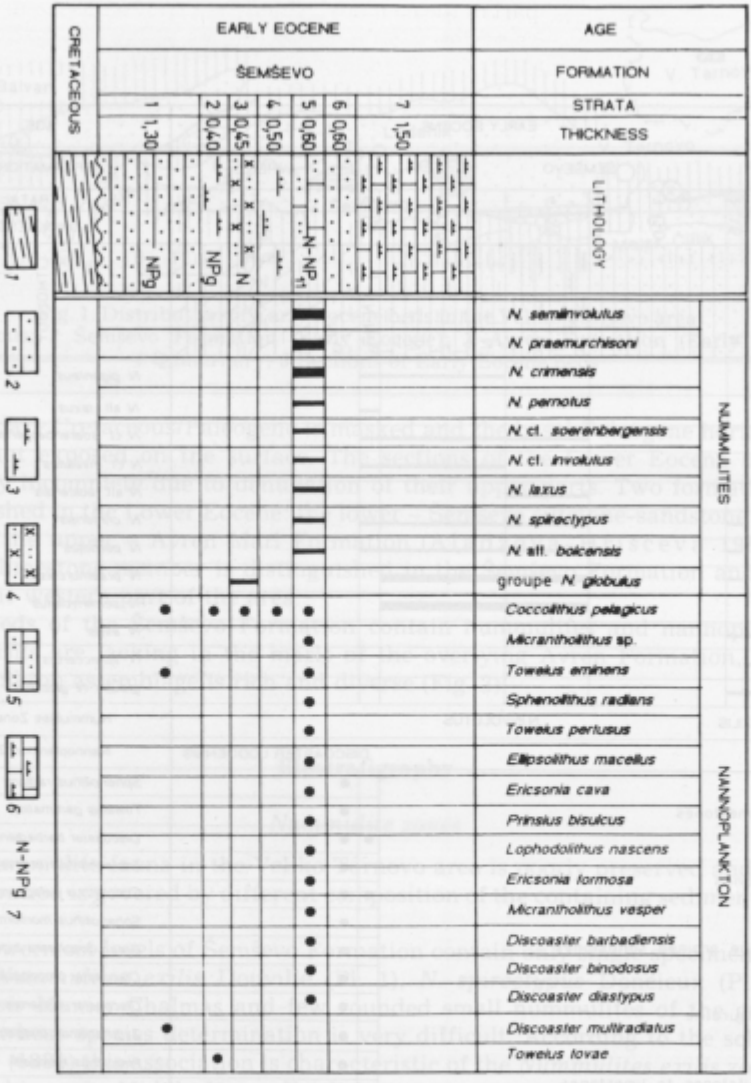


Fig. 3. Section of Lower Eocene beds south of Balvan
1 Clay marl; *2* Fine grained sandstone; *3* Clayey siltstones; *4* Quartzitoid sandstones; *5* Sandy limestones; *6* Aleurolitic limestones; *7* Nummulites – N, Nannoplankton – NP

The uppermost levels of the Šemševo Formation, directly below the marls of the Avren Formation, contain single specimens of *Nummulites giganteus* Mayer-Eymar, *N.* aff. *laxus* Schaub, *N. soerenbergensis* Schaub, *N.* cf. *involutus* Schaub, *N. crimensis* Nemkova & Barhatova, *N. pernotus* Schaub which also fall within *Nummulites involutus* zone.

Nannoplankton

The calcareous nannoplankton we studied from the Balvan and Šemševo sections. In Balvan we found nannofossils in five samples. It is rather good preserved and abundant only in the sample Balvan 5 (Fig. 3). In the first two samples there are autochthonous floras cowered with the reworked species mainly from Cretaceous. We determined following reworked species (Pl. 2): *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre), *Watznaueria barnesae* (Black), *Stradneria crenulata* (Bramlette & Martini), *Eiffelithus eximius* (Stover), *Zeugrhabdotus acanthus* Reinhardt, *Chiastozygus litterarius* (Gorka), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Biscutum constans* (Gorka). Theses samples contain just a few Tertiary species, which correspond to the Lower Eocene (Upper Paleocene) biozone *Discoaster multiradiatus* (NP 9) after Martini (1971).

In biozone *Discoaster binodosus* (NP 11) we put the sample five, where appear with tipical nannoflora also characteristical discoasters: *Discoaster binodosus* Martini and *Discoaster barbadiensis* Tan. In Šemševo section (Fig. 2) there are two positive samples. Nannofossils are good preserved. According to tipical discoasters; *Discoaster salisburgensis* Stradner, *D. binodosus* Martini and *D. lodoensis* Bramlette & Riedel, we put it in the Lower Eocene biozone *Discoaster lodoensis* (NP 13).

Correlation of nummulites and nannofossils zones

The relationship between the zonal scheme based on nummulites and nannoplankton is shown in Fig. 4. There are some coincidences or incoincidences between the boundaries of some zones, but they are to a certain extent conventional due to the small number of sampled sections.

In the transgressive glauconite sandstones from the base of the paleogene section south of Balvan the nannoplankton species *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel has been found. Nummulites are lacking there. In the same glauconite

Age	Nannoplankton Zones	Nummulites Zones
Paleocene / Early Eocene	*Discoaster lodoensis* NP 13	*Nummulites* are missing
	Tribrachiathus orthostylus NP 12	*Nummulites involutus*
	Discoaster binodosus NP 11	*Nummulites exilis*
	Discoaster multiradiatus NP 9	*Nummulites* are missing

Fig. 4. Correlation between the Nannoplankton and Nummulite zones in the Veliko Târnovo area

sandstones in the easternmost part of the area (near the Malak Čiflik Village), few fossils of the *Nummulites exilis* zone have been found.

In beds rich in nummulite fauna of the *Nummulites involutus* zone (packet no. 5 in the section south Balvan – the Stokiški Member) occur the diverse nannoflora of the *Discoaster binodosus* biozone.

In the silty clayey limestones from the area of Sveta Gora, Veliko Târnovo, which belong to the uppermost parts of the Šemševo Formation, the *Tribrachiatus orthostylus* zone and *Nummulites involutus* zone have been distinguished.

The uppermost parts of the Eocene sections in the area comprise marls which lack nummulites. They contain a rich and diverse nannofossil asemblage defining the *Discoaster lodoensis* zone.

References

Aladžova-Hrisčeva, K. 1988, Stratigrafii na dolnjoeocenskite sedimenti ot Balvanskata sinklinala (Velikotrnovsko). Sp. Bulg. Geol. d-vo, 49/3, Sofia.

Aladžova-Hrisčeva, K., Ranoeocenski numuliti ot Velikotrnovsko. God. Sof. univ. (in press).

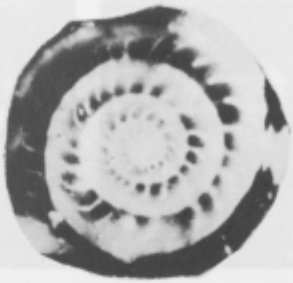
Martini, E. 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. II. Plankt. Conf., 845-856, Roma.

Schaub, H. 1981, Nummulites et Assilines de la Thétys paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. Mém. Suisses Paléont., *104-106*, 236 p., 97 pl., Basel.

Plate 1

1 *Nummulites crimensis* Nemkov et Barhatova (B), × 13
2 *Nummulites crimensis* Nemkov et Barhatova, × 15
3 *Nummulites exilis* Douvillé (B), × 8
4 *Nummulites exilis* Douvillé (B), × 8,5
5 *Nummulites exilis* Douvillé (A), × 10
6 *Nummulites semiinvolutus* Nemkov et Barhatova (B), × 8
7 *Nummulites semiinvolutus* Nemkov et Barhatova (B), × 8
8 *Nummulites spirectypus* Doncieux (A?), × 6,5

5



2

6

3

7

8

4

Plate 2

1, 2 Toweius gammation (Bramlette et Sullivan), × 1800
3 Helicosphaera lophota (Bramlette et Sullivan), × 1800
4 Toweius pertusus Sullivan, × 1800
5 Discoaster multiradiatus Bramlette et Riedel, × 1500
6 Discoaster mirus Deflandre, × 1500
7 Discoaster diastypus Bramlette et Sullivan, × 1500
8 Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel, × 1500
9, 10 Sphenolithus radians Deflandre, × 3000
11 Sphenolithus pseudoradians Framlette et Wilcoxon, × 3000
12, 16 Micrantholithus vesper Deflandre, × 1500
13 Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), × 3000
14 Eiffelithus eximius (Stover), × 1800
15 Rhabdosphaera perlonga (Deflandre), × 3000
1, 5-8, 12 under ordinary light, all others between crossed nicols

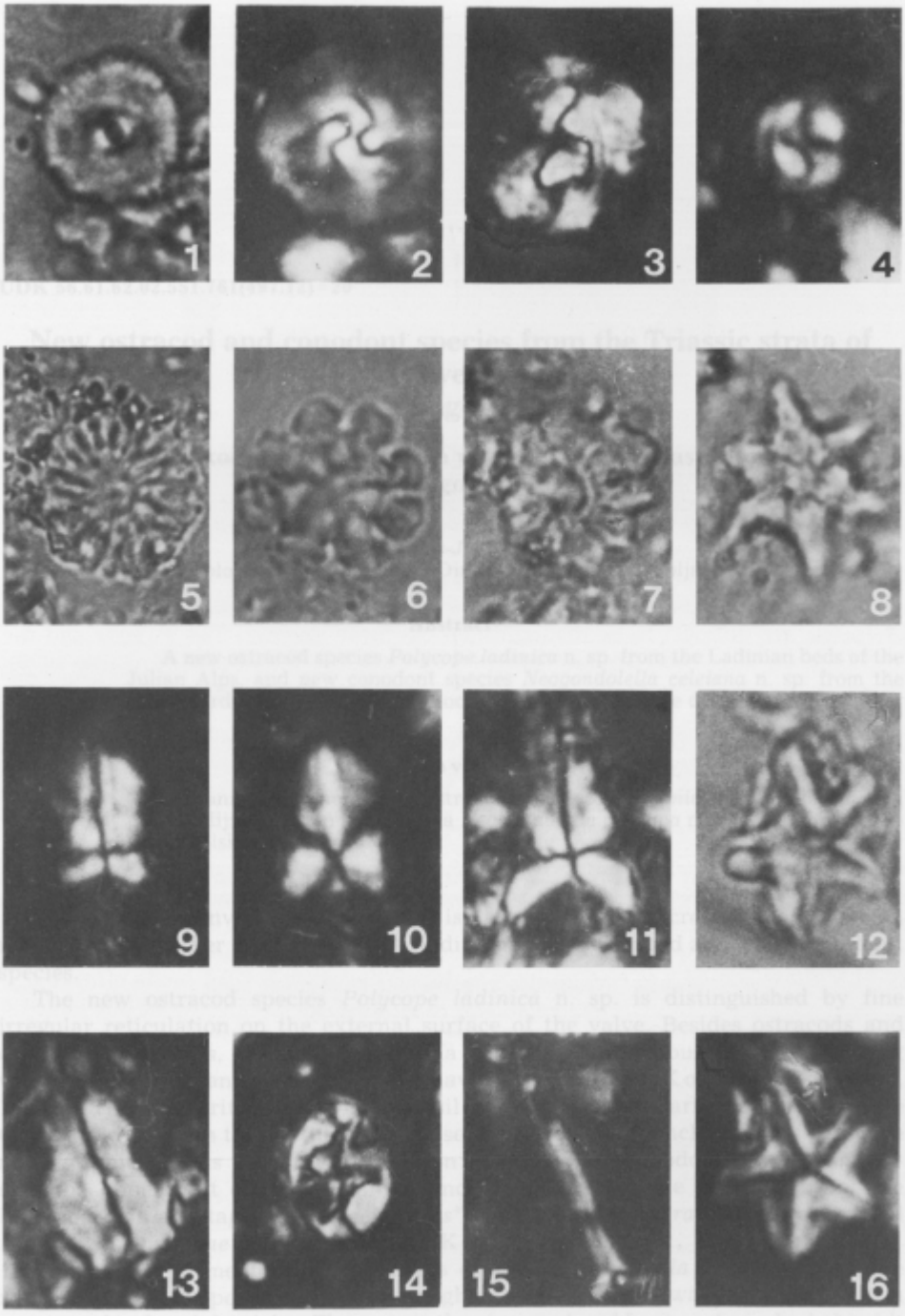

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Plate 2

GEOLOGIJA *31, 32*, 219–224 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.02.551.761(497.12)=20

New ostracod and conodont species from the Triassic strata of Slovenia (NW Yugoslavia)

Nova ostrakodna in konodontna vrsta iz triasnih plasti Slovenije (NW Jugoslavija)

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

Abstract

A new ostracod species *Polycope ladinica* n. sp. from the Ladinian beds of the Julian Alps, and new conodont species *Neogondolella celeiana* n. sp. from the Langobardian-Cordevolian beds occurring near Celje, are described.

Kratka vsebina

Opisani sta dve novi vrsti: ostrakodna *Polycope ladinica* n. sp. iz ladinijskih plasti Julijskih Alp in konodontna *Neogondolella celeiana* n. sp. iz langobardsko-cordevolskih plasti pri Celju.

The extensive investigations of the isolated Triassic microfauna of Slovenia resulted among other achievements in finding of a new ostracod and a new conodont species.

The new ostracod species *Polycope ladinica* n. sp. is distinguished by fine irregular reticulation on the external surface of the valve. Besides ostracods and conodont fragments, the rich microfauna consists of numerous radiolaria among which a new genus and five new species have been described (Kolar-Jurkovšek, 1989a). The similarity of the microfossil assemblage-radiolaria mainly – of the Gorenja Trenta with that of the Pokljuka section allows the conclusion that the same stratigraphic level is probably in question: the *trammeri* conodont zone encompassing the upper part of the Fassanian and the lower and the middle part of the Langobardian substages (*"Protrachyceras" curionii, Gymnoceratites? poseidon* and *Meginoceras meginae* ammonoid zones) (Kolar-Jurkovšek, 1989b).

The small and medium size elements of the *Neogondolella celeiana* n. sp. are nearly flat with the posterior part only slightly produced downwards. The low carina consists of isolated denticles. The cusp is the strongest and bent posteriorly; behind it

is another thorn-like denticle. This conodont species occurs in the Langobardian--Cordevolian *foliata* conodont zone *(Maclearnoceras maclearni* and *Frankites sutherlandi* ammonoid zones) of the two localities near Celje. The microfossil assemblages of two find-spots consist, among others, of: *Epigondolella baloghi* (Kovacs), *E. mostleri* Kozur, *E. mungoensis* (Diebel), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *G. tethydis* (Huckriede) and *Neogondolella foliata foliata* (Budurov) (Kolar-Jurkovšek, 1989 b).

Genus *Polycope* Sars 1866
Polycope ladinica n. sp.
Fig. 1

Derivatio nominis: Named after its stratum typicum.
Holotypus: Fig. 1, sample BE 8832 b (1893), Ljubljana Geological Survey .
Locus typicus: Gorenja Trenta.
Stratum typicum: Ladinian beds.
Material: Twelve valves from Gorenja Trenta BE 8832 b (1893).
Diagnosis: Subrounded valves with fine, irregular reticulations.
Description: Small valves are subround in lateral outline, greatest width is in the median area. The surface has fine reticulated microstructure; polygonal network of the median portion of the valve is surrounded by elongated reticulations. The hinge structure is not determinable in the specimens on hand.

Relations: According to Kozur (1972) the genera *Discoidella, Polycopsis* and *Polycope* are difficult to be distinguished one from another. The *P. levis* and the *P. hungarica* have been initially assigned to the genus *Polycopsis* (Kozur, 1970); however the specimens of the latter species have been later illustrated as *D. hungarica* (Kozur, 1972; Taf. 1. Fig. 8).

Small difference between the genera *Polycope* and *Polycopsis* was pointed out by Ulrichs (1972, 695) as well; he assigned the Triassic specimens to the genus *Polycope* in the same way as originally described by Appostolescu (1959). Consequently, the new species from Slovenia has been attributed to this genus.

The surface ornament of this species is distinguished from the other in the genus, which is marked by fine irregular reticulations. The shell surface appears to be smooth in *P. levis* (Kozur), but is characterized by distinct ribbing in *P. hungarica* (Kozur) and *P. cincinnata* Appostolescu.

Genus *Neogondolella* Bender & Stoppel 1965
Neogondolella celeiana n. sp.
Pl. 1, Figs. 1–3

Derivatio nominis: According to its finding in the vicinity of Celje (Celeia is the Latin name of the Celje town).
Holotypus: Pl. 1, figs. 2 a-d, sample CE/1-2 b (1788), Ljubljana Geological Survey.
Paratypus: Pl. 1, figs. 1 a-c, 3 a-c, sample CE/1-2 b (1788, 1858), Ljubljana Geological Survey.
Stratum typicum: Bed CE/1-2 b, (*Neogondolella foliata* – R.Z.).
Locus typicus: Škrjanec near Celje.
Material: Thirteen specimens from Škrjanec CE/1-2 b, d (1858, 1788) and three from Straža CE/2-5, CE/2-2, CE/2-1 (1863, 1856, 1860).

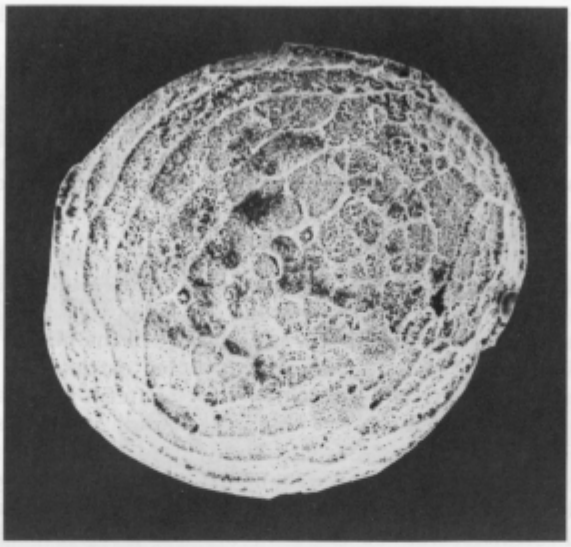


Fig. 1 – Sl. 1

Polycope ladinica n. sp.
Holotype. Ladinian stage – ladinijska stopnja, Gorenja Trenta BE 8832 b (1893), 150 ×

Photo by – Foto J. Rode (Institute of Biology, Ljubljana)

Diagnosis: Small to medium sized, almost straight element. Platform developed along most of the elements' length; it terminates just before the anterior and posterior edges. Low carina composed of low isolated denticles. Short free blade, cusp enlarged. Keel fairly narrow and high. Small basal pit surrounded by large loop.

Description: The unit is practically straight in lateral view, only the posterior part behind the pit is slightly inclined downwards. Platform is well developed in the central part, it tapers gradually toward the posterior and anterior edges leaving one or two denticles free at each edge. Platform widest near the center. Lateral margins of platform considerably thick with honeycomb structure at upper surface. Width to length ratio about 1:3.5. Entire unit length is totaling 0.34 to 0.58 mm, width 0.10 to 0.18 mm and height 0.10 to 0.23 mm.

The carina is low, but it nevertheless decreases in the center, composed of six to nine denticles. Denticle next to the posterior one is largest and projecting posteriorly. Posterior spine-like denticle is posteriorly inclined and asymmetrically located.

The underside is characterized by a narrow and high keel with deeply excavated groove. Terminally located pit is ovaloid and surrounded by flaring loop.

Relations: A morphologic relatioship exists with *N. shoshonensis* Nicora, especially in the development of the platform. The new form shows affinities with *N. constricta* (Mosher & Clark) in the platform shape and low, in the central portion decreased carina. *N. celeiana* n. sp. is distinguished from *N. constricta* in looplike extensions and its pointed posterior edge. *N. celeiana* n. sp. may have developed from *N. constricta*, what can be infered from small-sized unit and significant cusp. In evolution of the Triassic *Neogondolella* major changes took place at the posterior

part of the elements which lead into reduction of the posterior denticle, and is formed as posteriorly inclined spine in new species.

Distribution: This species is represented in the Langobardian-Cordevolian beds (*foliata* – R. Z.) of Škrjanec and Straža near Celje.

Nova ostrakodna in konodontna vrsta iz triasnih plasti Slovenije

Povzetek

V sklopu obsežnih raziskav izolirane triasne mikrofavne Slovenije sta bili najdeni po ena nova ostrakodna in konodontna vrsta.

Ostrakodno vrsto *Polycope ladinica* n. sp. označuje nežna nepravilna retikulacija na zunanji površini lupine. Bogato mikrofavno poleg ostrakodov in konodontnih fragmentov sestavljajo tudi številni radiolariji, izmed katerih je opisan en novi rod in pet novih vrst (Kolar-Jurkovšek, 1989a). Zaradi podobnosti mikrofosilne združbe, predvsem radiolarijev iz Gorenje Trente z združbo v profilu na Pokljuki sklepam, da gre verjetno za isti stratigrafski nivo, to je *trammeri* konodontno cono, ki obsega zgornji del fassanske in spodnji ter srednji del langobardske podstopnje (amonitne cone *»Protrachyceras« curionii, Gymnoceratites? poseidon* in *Meginoceras meginae*) (Kolar-Jurkovšek, 1989b).

Majhni do srednje veliki elementi vrste *Neogondolella celeiana* n. sp. so skoraj ravni, le zadnji del je nekoliko upognjen navzdol. Nizko karino sestavljajo izolirani zobje. Kusp je najmočnejši in usmerjen nazaj, za njim stoji še en trnu podoben zob. Ta konodontna vrsta se nahaja v langobardsko-cordevolski *foliata* konodontni coni (*Maclearnoceras maclearni* in *Frankites sutherlandi* amonitni coni) dveh nahajališč pri Celju. Mikrofosilni združbi obeh nahajališč poleg drugih sestavljajo še: *Epigondolella baloghi* (Kovacs), *E. mostleri* Kozur, *E. mungoensis* (Diebel), *Gladigondolella malayensis* Nogami, *G. tethydis* (Huckriede) in *Neogondolella foliata foliata* (Budurov) (Kolar-Jurkovšek, 1989b).

Plate 1 – Tabla 1

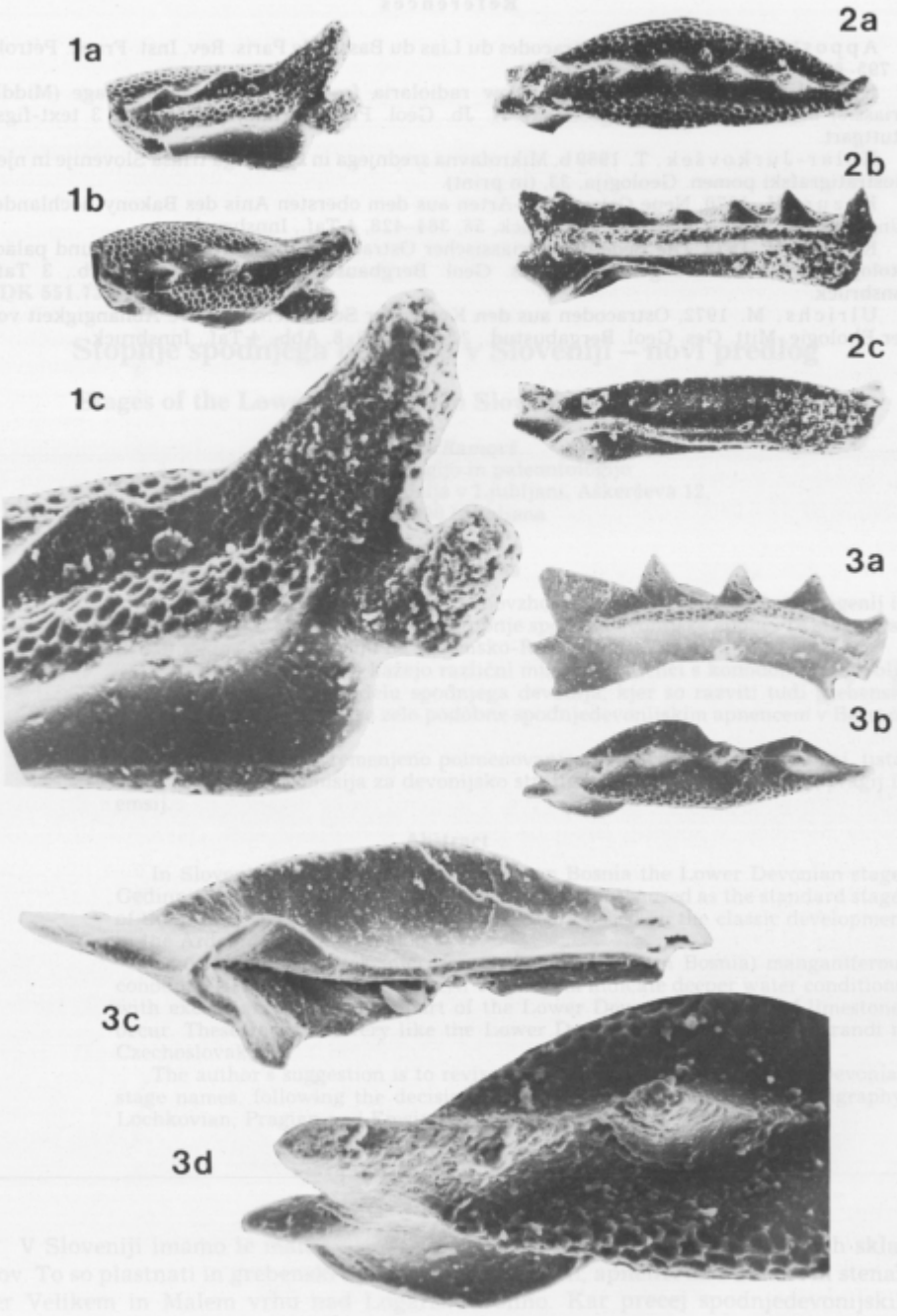
Neogondolella celeiana n. sp.

2 a-c holotype. *Neogondolella foliata* – R. Z. (Langobardian-Cordevolian), Škrjanec CE/1-2 b (1858)

Magnifications 100 × except figs. *1 c* 300 ×, *2 b* 200 ×, *3 c* 220 × and *3 d* 320 ×

Povečave 100 × razen sl. *1 c* 300 ×, *2 b* 200 ×, *3 c* 220 × in *3 d* 320 ×

Photo by – Foto M. Jakupović (Institute of Metallurgy, Ljubljana)


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
3d

References

Appostolescu, V. 1959, Ostracodes du Lias du Bassin de Paris. Rev. Inst. Franc. Pétrole, *6*, 795–826, 4, Pl., Paris.

Kolar-Jurkovšek, T. 1989a, New radiolaria from the Ladinian substage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *3*, 155–165, 3 text-figs., Stuttgart.

Kolar-Jurkovšek, T. 1989b, Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen. Geologija, *33*, (in print).

Kozur, H. 1970, Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakony-hochlandes (Ungarn). Ber. Nat. – Med. Ver. Innsbruck, *58*, 384–428, 4 Taf., Innsbruck.

Kozur, H. 1972, Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 623–660, 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck.

Ulrichs, M. 1972, Ostracoden aus den Kössenner Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ekologie. Mitt. Ges. Geol. Bergabustud., *21*, 661–710, 8, Abb., 4 Taf., Innsbruck.

GEOLOGIJA *31, 32*, 225–231 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.734(497.12)=863

Stopnje spodnjega devonija v Sloveniji – novi predlog

Stages of the Lower Devonian in Slovenia – the New Proposal

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12,
YU-61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V Sloveniji, na Hrvaškem in v južnovzhodni Bosni so bili gedinnij, siegenij in emsij doslej v rabi kot standardne stopnje spodnjedevonijske epohe. Te stopnje so uvedli v klasičnem razvoju na Ardensko-Renskem ozemlju.

V zahodni Jugoslaviji kažejo različni mikritni apnenci s konodonti na globlje morje, razen v vrhnjem delu spodnjega devonija, kjer so razviti tudi grebenski apnenci. Vse te kamnine so zelo podobne spodnjedevonijskim apnencem v Barrandiju na Češkem.

Avtor predlaga spremenjeno poimenovanje spodnjedevonijskih stopenj, tisto, ki ga je sprejela Komisija za devonijsko stratigrafijo, in sicer lochkovij, pragij in emsij.

Abstract

In Slovenia, Croatia and in southenstern Bosnia the Lower Devonian stages Gedinnian, Siegenian and Emsian have been currently used as the standard stages of the Lower Devonian epoch. These stages are based on the classic development in the Ardenno-Rheinish region.

Gray, brown or black micritic, partly (southeastern Bosnia) manganiferous conodont-rich limestones of western Yugoslavia indicate deeper water conditions, with exception of the upper part of the Lower Devonian where reef limestones occur. These rocks are very like the Lower Devonian limestones at Barrandi in Czechoslovakia.

The author's suggestion is to revise the nomenclature of the Lower Devonian stage names, following the decision of the Subcommision on the Stratigraphy: Lochkovian, Pragian and Emsian.

Uvod

V Sloveniji imamo le malo paleontološko ugotovljenih spodnjedevonijskih skladov. To so plastnati in grebenski apnenci na Jezerskem, apnenci na Pavličevih stenah ter Velikem in Malem vrhu nad Logarsko dolino. Kar precej spodnjedevonijskih plasti sem v zadnjih letih s konodonti ugotovil v južnovzhodni Bosni, nekaj je znanih v dolini Perućice blizu Jajca, na Hrvaškem so manjši izdanki zahodno od Dvora na

Uni in na Medvednici nad Zagrebom. V zahodni Srbiji doslej spodnji devonij s konodonti ali drugimi morskimi fosili še ni bil ugotovljen. Na drugotnem kraju imamo v Sloveniji spodnjedevonijske prodnike v konglomeratu pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane. Tudi te najdbe nam narekujejo, da je treba poznati ne le tamkajšnji razvoj, marveč tudi ustrezno razčlenitev, ki je doslej vsaj v Sloveniji nismo uporabljali, je pa potrebna za poznavanje takratnih paleogeografskih razmer na današnjem slovenskem ozemlju.

Doslej uporabljena razčlenitev spodnjedevonijske epohe

Pri poimenovanju spodnjedevonijskih stopenj smo se pri nas doslej držali Sollejeve delitve spodnjega devonija v gedinnij, siegenij in emsij (kot združena spodnji in zgornji emsij) v renskem razvoju. Delitev je nastala na podlagi bogate makrofavne, predvsem brahiopodne in trilobitne. V renskem razvoju prevladujejo plitvovodne klastične usedline bližine obrežja, karakterizira pa ga bentoska favna, predvsem številni brahiopodi in trilobiti. Delitve spodnjega devonija v renskem razvoju so uporabljene v vseh dosedanjih delih o podrobnem biostratigrafskem razvoju na Jezerskem (Ramovš, 1971, 1976, 28, 29, 40, 1978 in 1987, 106–107).

Biostratigrafski razvoj spodnjega devonija v Karavankah

Kot je znano, je spodnji devonij doslej ugotovljen z gedinnijsko in emsijsko stopnjo, siegenijska stopnja je znana z litološko značilnim rdečkastim apnencem samo v nekaj majhnih ostankih, več pa je je takoj onstran jugoslovansko-avstrijske meje (Schulze, 1968). Buser (1980, 17) navaja v črnem apnencu v potoku vzhodno od Stegovnika preseke ortocerasov in krinoidov ter konodonte. V gedinnijsko stopnjo uvrščam črne, večinoma ploščaste apnence z redkimi debelejšimi plastmi nad Zgornjim Virnikom in na področju Fevče, v siegenij redke ostanke na ozemlju Pristovniškega Storžiča, v spodnji emsij pa plastnate gomoljaste sive, rjavkaste in rožnato rjavkaste apnence s svilnato svetlečimi glinenimi prevlekami. Vse te kamnine vsebujejo bogato konodontno favno, ki še čaka natančne sistematične obdelave. V gedinnijskem apnencu so posamični majhni ortoceri, v spodnjem emsiju pa kar pogostne stilioline in drobni ostanki iglokožcev (Ramovš, 1987, 106). V teh plasteh še nismo nikjer našli graptolitov in trilobitov, školjk in brahiopodov. V karavanškem spodnjem devoniju se pojavljajo pretežno pelaški sedimenti, apnenci s konodonti in stiliolinami ter redkimi drugimi fosilnimi ostanki.

Po favnističnih ostankih in tudi po litološkem razvoju se karavanški razvoj spodnjega devonija potemtakem ne sklada z renskim razvojem, marveč je veliko bliže barrandijskemu razvoju na Češkem ali razvoju v Karnijskih Alpah. Na teh dveh ozemljih pa so opustili poimenovanje spodnjedevonijskih stopenj v renskem razvoju in uvedli ustrezno poimenovanje, ki temelji na barrandijskem razvoju.

Spodnjedevonijsko poimenovanje v barrandijskem razvoju

Chlupáč je leta 1976 (168–189) natančneje definiral in utemeljil spodnjedevonijske stopnje v pelaškem češkem razvoju, ki so jih, razen vrhnje stopnje, tamkaj uporabljali že od prvega mednarodnega kongresa o siluriju in devoniju leta 1958 in so

se na Češkem splošno uveljavile. Spodnja stopnja spodnjega devonija je lochkovij, imenovali so jo po vasi Lochkov jugozahodno od Prage in je takrat ustrezala renskemu gedinniju. Nad lochkovijem sledi po Pragi imenovani pragij, ki ustreza po prvotnih ugotovitvah siegeniju. Tretja stopnja spodnjega devonija je zlichovij, po nekdanji vasi Zlichov v južnem delu Prage. Zlichovij obsega le spodnji del emsija. Ostali del emsija med zlichovijem in bazo srednjega devonija (eifelijem) zavzema dalejenij, imenovan po krajevnem imenu Daleje na področju Praga-Hlubočepy. Seveda so se pokazale težave pri natančnejšem vzporejanju členitev v renskem in češkem razvoju, kajti spodnjedevonijske stopnje v renskem razvoju temelje na pretežno klastičnih sedimentih plitvega morja v bližini obrežja in njihovih fosilnih ostankih, pretežno brahiopodih in trilobitih, spodnjedevonijske stopnje v češkem razvoju pa pretežno na pelaških karbonatnih in glinenih usedlinah z graptoliti, konodonti, tentakuliti in deloma tudi amoniti v zgornjem delu zlichovija.

Lokalni prehodni facialni razvoj od pelaških usedlin k plitvomorskim predstavljajo med drugim že v lochkoviju, v še večji meri pa v pragiju grebenski beli in svetlo sivi organogeno detritični konjeprusni apnenci, v katerih favoziti prevladujejo med tabulati, in zlichovijski koralni apnenci, ki imajo podobnost z grebenskimi apnenci Jezerskega (Pristovniški Storžič, Virnikov Grintovec, Stegovnik). Stratigrafski razvoj konjeprusnega ozemlja kaže shema devonija v barrandiju (Chlupáč et al., 1980, 150–151).

Nove kronostratigrafske delitve spodnjega devonija

Ziegler (1979) je podal izčrpen pregled zgodovinskega razvoja o razdelitvah devonijskega sistema. Prve razčlenitve so stare že več kot sto let in so bile napravljene v klasičnem Ardensko-Renskem gorovju; pomen večine prvotnih stratigrafskih pojmov se je seveda v tem času spremenil. Ziegler primerja zgodovinsko razčlenitev devonijskega sistema z današnjimi tremi devonijskimi serijami. Čeprav je stratigrafska razčlenitev devonijskega sistema izredno podrobna, še ni mednarodno priznanih meja med posameznimi enotami. Ziegler je na podlagi del mnogih raziskovalcev napravil tudi korelacijo zgodovinskega spodnjega devonija (ardensko-eifelsko-renski razvoj) s hercinskimi (češkimi) enotami in zraven podal še konodontne in tentakulitne cone ter razširjenost zgodnjih goniatitov. Iz te korelacijske tabele so v pričujoči tabeli (tab. 1) samo stopnje enega in drugega razvoja in konodontne cone. Od takrat so nastale že precejšnje spremembe.

Na letnih sestankih podkomisije za devonijsko stratigrafijo so že od njene ustanovitve leta 1973 strokovnjaki razpravljali o stratigrafskem standardu in v letih 1979, 1981, 1982 in 1983 iskali tudi na terenskih ekskurzijah na značilnih devonijskih področjih najustreznejše rešitve.

Na 12. strokovnem sestanku podkomisije za devonijsko stratigrafijo 23. septembra 1983 v Montpellieru so razpravljali tudi o spodnjedevonijskih stopnjah in oblikovali predlog, da podkomisija za devonijsko stratigrafijo predlaga uporabo naslednjih imen spodnjedevonijskih stopenj: lochkovij, pragij in emsij (po zapisniku z omenjene seje). Predlagali so torej spodnji dve stopnji po češkem razvoju, s klasičnega ozemlja pa je ostal emsij, ki ga češki raziskovalci – pa tudi tisti v Karnijskih Alpah – ne uporabljajo več.

V reviji Episodes 8, št. 3 iz leta 1985 so bila v članku Stages of the Devonian system objavljena imena stopenj devonijskega sistema, in sicer:

Tabela 1. Češka razčlenitev spodnjega devonija s konodontnimi in tentakulitnimi conami

Table 1. Bohemian subdivisions, conodont and tentaculite zonations of Lower Devonian

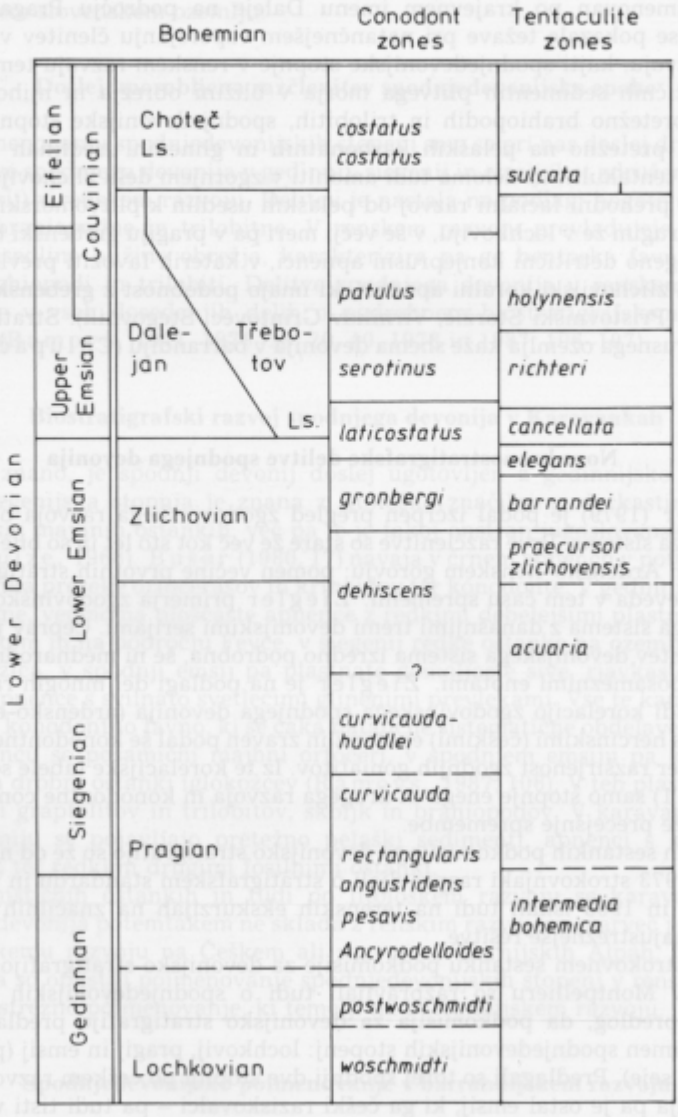


Tabela 2. Razčlenitev spodnjega in srednjega devonija z amonitno/graptolitnimi in konodontnimi conami

Table 2. Subdivisions, ammonoid/graptolite zonations and conodont zonations of Lower and Middle Devonian

Subdivision Bohemian	Subdivision German	Ammonid Zonation	Conodont Zonation	
Upper Devonian		*Pharciceras lunicosta* Iα	*S. hermanni / P. cristatus*	
Middle Devonian	Givetian	*Maenioceras terebratum* *Maenioceras molarium* *Cabrieroceras crispiforme*	*Polygnathus varcus*	
	Eifelian	*Werneroceras vernarhenanum*	*Polygnathus xylus ensensis*	
			Tortodus kockelianus kockelianus	
		Werneroceras ruppachense	*Tortodus kockelianus australis*	
		Foordites occultus	*Polygnathus costatus costatus*	
			Polygnathus costacus partitus	
Lower Devonian	Emsian	*Sellanarcestes wenckenbachi*	*Polygnathus costatus patulus*	
Dalejian			*Polygnathus serotinus*	
		Graptolite Zonation	*Polygnathus laticostatus*	
Zlichovian			*Polygnathus gronbergi*	
			Polygnathus dehiscens	
Pragian	Siegenian	*Monograptus yukonensis*	*Icriodus huddlei–Pandorinella steinhornensis miae*	
		Monograptus telleri		
		Monograptus falcarius	*Pandorinella exigua*	
			Pedavis pesavis–Pandorinella optima	
		Monograptus hercynicus	*Icriodus eolatericrescens–Ozarkodina repetitor*	*Ancyrodelloides deltus*
Lochkovian	Gedinnian		*Icriodus postwoschmidti–O. remscheidensis*	*Ozarkodina eurekaensis*
		Monograptus uniformis	*Icriodus woschmidti–Ozarkodina remscheidensis*	
Silurian		*Monograptus transgrediens*	*Ozarkodina eosteinhornensis*	

Pinacites jugleri

zgornji devonij	famennij
	frasnij
srednji devonij	givetij
	eifelij
spodnji devonij	emsij
	pragij
	lochkovij

V tem delu pišeta Ziegler in Klapper (1985, 104), da se samo spodnja meja lochkovija sklada s spodnjo mejo devonijskega sistema, pri vseh drugih mejah spodnjedevonijskih stopenj pa pričakujejo nove definicije mej. Odločitev o poimenovanju spodnjedevonijskih stopenj vsebuje tudi ugotovitev, da klasična ozemlja na Ardensko-Renskem ozemlju (Belgija – Zahodna Nemčija) niso več sprejemljiva za spodnjedevonijske meje stopenj. Odločitve o spodnjih mejah pragija in emsija bodo temeljile na ugotovitvah na raznih ozemljih in bodo izvedene v naslednjih nekaj letih. Meja med spodnjedevonijsko in srednjedevonijsko serijo se sklada s spodnjo mejo eifelijske stopnje. Izbrali so jo tam, kjer se prvikrat pojavi *Polygnathus costatus partitus* Klapper.

Ortokronostratigrafske meje med posameznimi spodnjedevonijskimi stopnjami še vedno podrobno preiskujejo. Tako dajejo Chlupáč in sodelavci (1980, 30) predloge za mejo med lochkovijem in pragijem na podlagi konodontov. Weddige (1987, 480–487) priporoča na podlagi konodontne vrste *Eognathodus sulcatus* novo definicijo spodnje meje pragijske stopnje in tako dalje.

Kozur (1984, tab. 3) podaja na podlagi še spodaj navedenih avtorjev, razdelitev spodnjega in srednjega devonija v renskem in češkem razvoju skupaj z amonitno-graptolitno in konodontno consko razčlenitvijo (tab. 2), sestavljeno in nekoliko modificirano iz del Erbena, 1962; Erben & Zagore, 1968; Klapper & Zieglerja, 1979; Lane & Ormistona, 1979; Mashkove, 1979; Zieglerja, 1979 in Schönlauba (ed.), 1980.

Standard spodnjedevonijskih stopenj je sprejet; meje med stopnjami še ugotavljajo. Sprejeti standard je treba uveljaviti tudi pri nas in z novimi podrobnimi raziskavami, predvsem konodontnimi, ugotoviti nastopajoče cone in z njimi ustrezne višje kronostratigrafske enote: lochkovij, pragij in emsij.

Literatura

Buser, S. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt). Zvezni geol. zavod, 62 p., Beograd.

Chlupáč, I. 1976, The Bohemian Lower Devonian stages and remarks on the Lower–Middle Devonian boundary. Newsl. Stratigr. *5*, 168–189, Berlin – Stuttgart.

Chlupáč, I., Kríž, J. & Schönlaub, H. P. 1980, Silurian and Devonian conodont localities of the Barrandium. Abh. Geol. Bundesanst. *35*, ECOS II, Ed. H. P. Schönlaub, 147–180, 16 figs., pls. 17–25, Wien.

Kozur, H. 1984, Preliminary report about the Silurian to Middle Devonian sequences near Nekézseny (southernmost Uppony Mts., northern Hungary). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *13*, 149–176, Innsbruck.

Ramovš, A. 1971, Razvoj devonijskih skladov v okolici Jezerskega. Delo v rokopisu, 34 str., geol. karta, stratigr. lestvica, profil, 6 slik in 8 tabel fosilov. Rokopis v knjižnici Katedre za geologijo in paleontologijo Univerze E. Kardelja v Ljubljani.

Ramovš, A. 1976, Biostratigrafski dosežki v paleozoiku Slovenije v zadnjih 20 letih. 8. jugoslov. geol. kongres *2*, 27–46, Ljubljana.

Ramovš. A. 1978, Geologija. Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, 197 str. in 45 str. tabel fosilov, Ljubljana. (Isto ponatisa 1983 in 1987).

Ramovš, A. 1987, Geologija. Tretja dopolnjena izdaja. Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Filozofska fakulteta, 197 p., 45 str. slik profilov, Ljubljana.

Schulze, R. 1968, Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 130, 133–245, 18 Abb., Tab., Taf. 16–20, Stuttgart.

Weddige, K. 1987, The Lower Pragian boundary (Lower Devonian) based on the conodont species *Eognathodus sulcatus*. Senckerbergiana lethaea *67*, 479–487, Frankfurt.

Ziegler, W. 1979, Historical subdivisions of the Devonian. Special papers in Palaentology *23*, »The Devonian System«, 23–47, London.

Ziegler, W. & Klapper, G. 1985, Stages of the Devonian System. Episodes *8*, 104–109, Ottawa.

Literatura

Buser, S. 1980: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt) Zvezni geol. zavod, 87 p., Beograd.

Chlupač, I. 1976: The Bohemian Devonian stages and remarks on the Lower-Middle Devonian boundary. Newsl. Stratigr. 5, 168–182, Berlin – Stuttgart.

Chlupač, I., Kříž, J. & Schönlaub, H. P. 1980: Silurian and Devonian conodont localities of the Barrandium. Abh. Geol. Bundesanst. 35, ECOS II. Ed. H. P. Schönlaub, 147–180, 16 figs, pls. 17–23, Wien.

Kozur, H. 1984: Preliminary report about the Silurian to Middle Devonian sequences near Nekézseny (Southernmost Uppony Mts, northern Hungary). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 13, [illegible]

[illegible]

[illegible]

[

GEOLOGIJA *31, 32*, 233–239 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.02.734(497.12)=863

Spodnjedevonijski in spodnjekarbonski konodonti v prodnikih spodnjepermijskega konglomerata pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane

Lower Devonian and Lower Carboniferous Conodonts in the Pebbles of the Lower Permian Conglomerate at Podlipoglav, east of Ljubljana, Yugoslavia

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, YU-61000 Ljubljana

Kratka vsebina

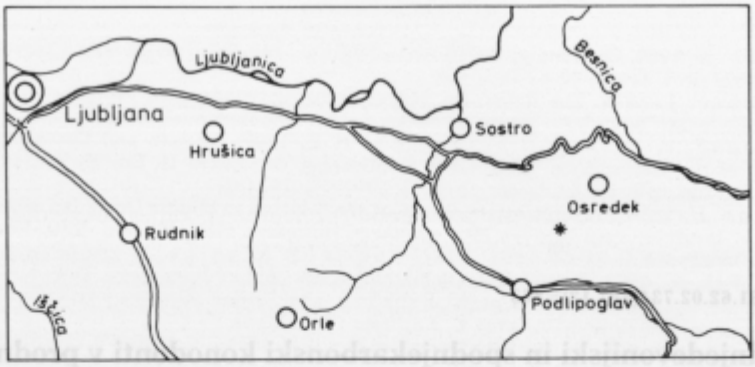
V spodnjepermijskem konglomeratu severno od Podlipoglava, vzhodno od Ljubljane, so že od leta 1954 znani bloki (olistoliti) in prodniki zgornjesilurijskega, spodnjedevonijskega in srednjekarbonskega apnenca z različnimi fosilnimi ostanki. Pri novejših konodontnih raziskavah prodnikov iz tega konglomerata pa je bil ugotovljen še spodnjedevonijski apnenec s konodonti in spodnjekarbonski apnenec s ploščastimi konodontnimi elementi. Nove ugotovitve dokazujejo, da so bile v okolici Ljubljane v spodnjedevonijski in spodnjekarbonski dobi približno enake razmere kot v Karavankah.

Abstract

In the Lower Permian conglomerate, north of Podlipoglav, east of Ljubljana, Slovenia, blocks (olistolites) and pebbles of the Upper Silurian, Lower Devonian and Middle Carboniferous limestones with different fossil groups have been discovered and investigated since 1954. In recent investigations of the conodonts from the pebbles, the Lower Devonian have been established. These results show that in the Lower Devonian and Lower Carboniferous times similar development prevailed in the Ljubljana surroundings as in the Karavanke Mountains.

Dosedanje raziskave

Od leta 1954 (Ramovš, 1954, 211–220) znana spodnjepermijska konglomerat oziroma olistostroma severno od Podlipoglava, vzhodno od Ljubljane, sta pri podrobni obdelavi različnih blokov (olistolitov) ter večjih in manjših prodnikov pokazala njihovo zelo različno starost (sl. 1). Olistoliti, največja merita 145×34 in $90 \times 85 \times 40$ cm, se že makroskopsko zelo ločijo med seboj. Najstarejši in razmeroma redki pripadajo zgornjesilurijskemu ortocernemu apnencu; v njih so številni majhni ortoceri, majhni in še nedoločeni brahiopodi, majhni polži, školjke in krinoidni



Sl. 1. Položaj spodnjepermijskega konglomerata pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane

Fig. 1. Location map of the Lower Permian conglomerate at Podlipoglav, east of Ljubljana

ostanki (Ramovš, 1954, 213). Starost jim določuje predvsem *Prionopeltis* cf. *striatus* (Barrande) (Ramovš, 1969, 143).

Precej številni prodniki in bloki svetlo sivega grebenskega apnenca s tabulatnimi in rugoznimi koralami so spodnjedevonijske starosti in ustrezajo koralnemu in krinoidnemu apnencu jezerskega starejšega paleozoika, ki sem ga uvrščal v zgornji emsij, dopuščal pa možnost, da se je takšna sedimentacija nadaljevala še v srednji devonij.

Edini najdeni prodnik glinastega apnenca z ostanki cefalopodov paleontološko še ni bil obdelan in tudi njegova starost še ni ugotovljena; domnevam, da je spodnjekarbonske starosti.

V olistostromi so nadalje pomembni bloki in prodniki gostega črnega apnenca in temno sivega ali črnega krinoidnega apnenca, ki predstavljata biomikritni apnenec s pogostnimi fuzulinidnimi foraminiferami, malimi foraminiferami in brahiopodnimi ter krinoidnimi ostanki. V njih sta najpomembnejša mikrofosila *Pseudostaffella* in *Bradyina*, ki dokazujeta podolskijsko ali mjačkovijsko starost (mlajši del srednjega karbona) (Ramovš & Jurkovšek, 1976, 35–44).

Za podrobne paleontološke raziskave so ostali še drugi prodniki temno sivega in črnkastega mikritnega apnenca, v katerih ni bilo fuzulinidnih foraminifer ali apnenčevih alg in krinoidnih ostankov. Nekatere od teh sem raziskal glede na konodonte, raziskave pa so dale naslednje rezultate.

Konodontne raziskave

1. **Zgornjesilurijski ortocerni apnenec.** Iz zgornjesilurijskega ortocernega apnenca je bil topljen en sam vzorec približno pol kilograma; v njem ni bilo nobenih konodontov, kar preseneča, saj ortocerni apnenci večinoma vsebujejo konodonte.

2. **Spodnjedevonijski apnenec.** Prodnik črnkastega homogenega mikritnega apnenca velikosti majhne otroške glave in brez slehernih makroskopsko vidnih fosilnih ostankov je dal naslednje konodontne elemente: *Belodella* sp. (tab. 1, sl. 4), *Pandero-*

dus cf. *unicostatus* (Branson & Mehl) (tab. 1, sl. 5), *Polygnathus* sp. (tab. 1, sl. 3) in *Pseudoneotodus beckmanni* (Bischoff & Sannemann) (tab. 1, sl. 1 in 2). Razen teh elementov se pojavljajo še stratigrafsko nepomembni ostanki vejnatih elementov.

Vsi najdeni elementi ploščastih in enostavnih distakodontidnih (simple-cone) konodontov dokazujejo spodnjedevonijsko starost prodnika. Natančnejše starosti ni bilo mogoče ugotoviti, gotovo je le, da je kamnina starejša od svetlo sivega koralnega in krinoidnega apnenca, ki se pojavlja v konglomeratovi sestavi. Apnenčev kos s konodonti je starejši od dalejenija (po češki razčlenitvi spodnjega devonija) oziroma zgornjega emsija po razčlenitvi v renskem razvoju.

V okoli 15 cm debelem prodniku svetlo sivega mikritnega apnenca so bili ugotovljeni naslednji konodontni elementi: *Belodella* sp. in *Pseudoneotodus beckmanni* ter več vejnatih elementov, med njimi tudi *Roundya* sp. *Pseudoneotodus* in *Belodella* kažeta na spodnjedevonijsko starost, medtem ko stopnja spodnjega devonija ni določljiva.

V strugi potoka nekaj deset metrov pod primarnim najdiščem pobrani prodnik mikritnega apnenca je vseboval en sam vejnati hindeodelliformi element, ki je kar pogosten v spodnjedevonijskem apnencu na Jezerskem.

Favnistična primerjava s spodnjim devonijem v Karavankah

Rod *Belodella* se pojavlja v več horizontih lochkovijskega, pragijskega in ? zlichovijskega apnenca (kolikor slednji ustreza spodnjemu emsiju renskega razvoja) na Jezerskem, določen doslej kot »*Belodella triangularis*« s trikotnim presekom bazalne odprtine. Elementi iz prodnikov pri Podlipoglavu pa imajo lečasti presek in ustrezajo nekemu drugemu elementu belodelskega aparata. Kažejo podobnost z elementom Sb vrste *Belodella karavankensis* Ramovš (Ramovš, 1989) z Malega vrha nad Logarsko dolino, ki je zgornjepragijske starosti. Belodelski elementi in njihova pripadnost enemu ali več konodontnim aparatom v jezerskem spodnjem devoniju še čakajo podrobne obdelave.

Rod *Panderodus* se redko pojavlja tudi v jezerskem spodnjem devoniju in na Velikem ter Malem vrhu nad Logarsko dolino; njegova vrsta ali vrste še niso določene.

Rod *Polygnathus* pri Podlipoglavu ni natančneje določljiv, ker je primerek samo nepopolno ohranjen. V dolini Kokre se pojavlja nasproti nekdanje Močnikove žage samo v spodnjeemsijskem apnencu *Polygnathus linguiformis* Hinde (Ramovš & Schulze, 1967, 182), na Malem vrhu nad Logarsko dolino pa vrsti *P. dehiscens* Philip & Jackson in *P. pirenae* Boersma (predhodna določitev K. Weddigeja), ki kažeta na zgornji pragij.

Vrsta *Pseudoneotodus beckmanni* je bila najdena v lochkovijskem in pragijskem apnencu na Jezerskem (Ramovš & Schulze, 1967, 182; Ramovš, 1971). Pojavlja se tudi v spodnjedevonijskem apnencu v več vzorcih nad Logarsko dolino. Elementi v karavanškem spodnjem devoniju se v celoti skladajo z oblikami v prodnikih pri Podlipoglavu.

Čeprav v spodnjedevonijskih prodnikih pri Podlipoglavu še niso bili najdeni značilni ploščati konodonti (*Ozarkodina remscheidensis remscheidensis, O. wurmi, Pandorinellina steinhornensis* in drugi), že najdeni konodontni elementi kažejo, da so bili na sedanjem ljubljanskem prostoru v spodnjedevonijski dobi odloženi enaki ali zelo podobni globljemorski apnenci kot na ozemlju današnjih Karavank. Pričakujem,

da bodo bodoče konodontne raziskave na obeh ozemljih odkrile še druge favnistične značilnosti v spodnjedevonijski dobi enotnega sedimentacijskega prostora.

Konodontne raziskave so odkrile vsaj dva nova spodnjedevonijska stratigrafska člena v konglomeratni sestavi pri Podlipoglavu, ki sta starejša od ostankov doslej znanega koralnega in krinoidnega apnenca.

3. **Spodnjekarbonski apnenec.** V prodniku temno sivega mikritnega apnenca, debelega 12 cm, brez vidnih fosilnih ostankov, so bili v konodontnem vzorcu najdeni razen redkih vejnatih elementov vrste *Gnathodus* cf. *symmutatus* Rhodes, Austin & Druce (tab. 1, sl. 6) *G.* cf. *praebilineatus* Belka (tab. 1, sl. 7) in *Spathognathodus campbelli* Rexroad; gnatodusa sta nepopolno ohranjena, pojavljata pa se v coni *bilineatus* (visejska stopnja spodnjega karbona). V Sloveniji je bila ta cona dokazana tudi v spodnjekarbonskem apnencu na Jezerskem (obdelava tamkajšnjih konodontov je končana in delo je pripravljeno za natis).

Najdba prodnika s spodnjekarbonsko konodontno favno, ki skoraj gotovo ni prišel v ljubljanski prostor s področja Karavank, kaže, da so bile na obeh ozemljih tudi v zgornjem delu spodnjega karbona, to je za časa življenjske dobe konodontne vrste *Gnathodus bilineatus*, podobne sedimentacijske razmere z isto konodontno favno. Predvidevati smemo, da je bila takrat cela Slovenija pod globljim odprtim morjem. Nadaljnje raziskave bodo v konglomeratu pri Podlipoglavu verjetno odkrile tudi še druge spodnjekarbonske konodontne cone.

Iz iste konodontne cone (cona *bilineatus*) je tudi prodnik pri Zgornji Luši v Selški dolini, ki ga je našel Ivan Mlakar prav tako v spodnjepermijskem kremenovem konglomeratu. Njegova konodontna favna je bila že določena (Ramovš, 1986), opisana pa bo v posebnem delu.

V konglomeratu pri Podlipoglavu so, kot kažejo nadaljnje začete konodontne preiskave, tudi še mlajši prodniki, ki bodo pomembni za potrditev spodnjepermijske starosti klastične skladovnice pri Podlipoglavu.

Zahvala

Konodonte sem obdeloval v Inštitutu za geologijo in paleontologijo (Fachbereich Geowissenschaften) Philippsove univerze v Marburgu. Konodonte mi je prav tam posnel na vrstičnem elektronskem mikroskopu Camscan F. Fecher, fotografije pa je izdelal J. Kirsch. Bivanje v Marburgu mi je finančno omogočila Alesander von Humboldt-Stiftung. Vsem topla hvala.

Literatura

Ramovš, A. 1954, Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja. Geologija *2*, 211–220, Ljubljana.

Ramovš, A. 1969, *Prionopeltis* cf. *striatus* (Tril.) aus dem Geröll des Perm-Konglomerates am Ostrand des Ljubljana-Feldes (NW-Jugoslawien). Bull. sci. A, *14*, 143, Zagreb.

Ramovš, A. 1971, Razvoj devonijskih skladov v okolici Jezerskega. Rokopis v knjižnici Odseka za geologijo, VTOZD montanistika v Ljubljani.

Ramovš, A. 1986, Poročilo o obdelavi konodontov iz dveh apnenčevih prodnikov. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Ramovš, A. 1989, Genus *Belodella* (Conodonta) in the Lower Devonian of Yugoslavia. Courir Forschungsinstitut Senckenberg *103*, Frankfurt (v tisku).

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1976, Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu. Geologija *19*, 35–44, Ljubljana.

Ramovš, A. & Schulze, R. 1967, Ein Beitrag zur Devon-Stratigraphie von Jezersko. Bull. sci. A, *12*, 181–182, Zagreb.

Tabla 1 – Plate 1

1 *Pseudoneotodus beckmanni* (Bischoff & Sannemann)
Spodnjedevonijski prodnik črnega mikritnega apnenca v spodnjepermijskem konglomeratu pri Podlipoglavu
Lower Devonian pebble of black micritic limestone in the Lower Permian conglomerate at Podlipoglav; × 200

2 *Pseudoneotodus beckmanni* (Bischoff & Sannemann)
Isto kot sl. 1
See Fig. 1; × 200

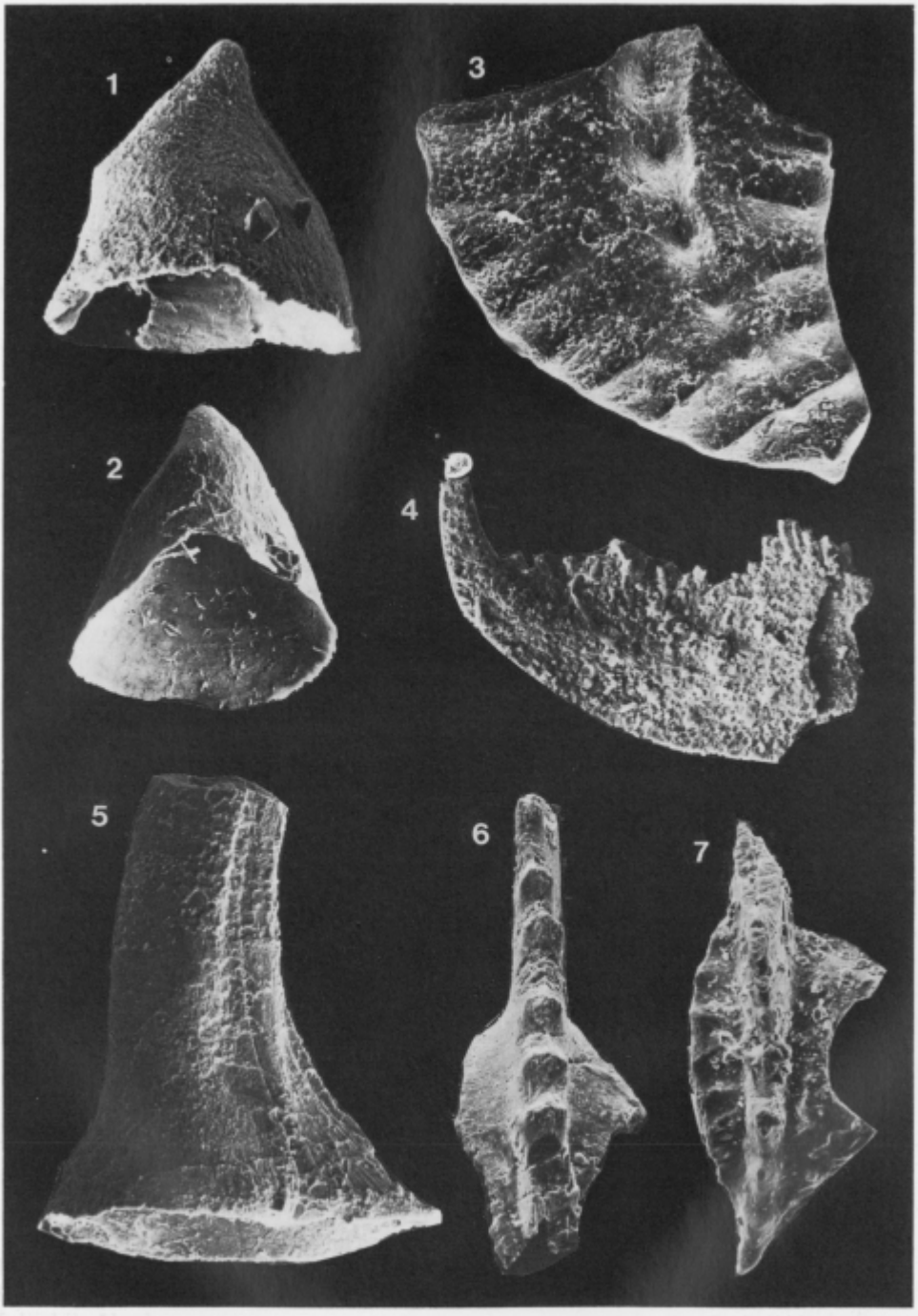
3 *Polygnathus* sp.
Isto kot sl. 1
See Fig. 1; × 200

4 *Belodella* sp.
Isto kot sl. 1
See Fig. 1; × 220

5 *Panderodus* cf. *unicostatus* (Branson & Mehl)
Isto kot sl. 1
See Fig. 1; × 200

6 *Gnathodus* cf. *symmutatus* Rhodes, Austin & Druce
Spodnjekarbonski prodnik temno sivega apnenca v spodnjepermijskem konglomeratu pri Podlipoglavu
Lower Carboniferous pebble of dark gray micritic limestone in the Lower Permian conglomerate at Podlipoglav; × 200

7 *Gnathodus* cf. *praebilineatus* Belka
Isto kot sl. 6
See Fig. 6; × 200


1
3
2
4
5
6
7

GEOLOGIJA *31, 32*, 241–266 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.761(234.323.6)=863

Razvoj ladinijske stopnje v severnih Julijskih Alpah

Ausbildung der Ladin-Stufe (Mitteltrias) in den nördlichen Julischen Alpen

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, YU-61000 Ljubljana

Kratka vsebina

S pomočjo številnih, večinoma majhnih izdankov, raztresenih predvsem v ožjem pasu od Planice do Mojstrane in v nekoliko večjem obsegu na Mežaklji in severnozahodni Pokljuki, sta v ladinijski stopnji ugotovljena dva horizonta: spodnji je pretežno klastičen z redkimi ploščami črnega mikritnega apnenca in brez ugotovljenih fosilnih ostankov ter v zgornjem delu z različnimi predorninami in njihovimi tufi. Zgornji horizont karakterizirajo lepo plastnati temno sivi in črni apnenci in laporji s številnimi ostanki belih školjčnih lupin, predvsem značilnih pektenid, nad njimi leže algini apnenci, vrh teh pa je nivo z majhnimi koralnimi grebenčki. Zgornji del vrhnjega horizonta sestavljajo plastnati, deloma pokremenjeni apnenci z rožencevimi gomoljčki. Skladnati sivi apnenec prehaja v zrnati cordevolski dolomit.

Auszug

In den nördlichen Julischen Alpen treten zahlreiche kleine Vorkommen von Ladin-Gesteinen überwiegend in einem engen Streifen zwischen Planica und Mojstrana in isolierten Vorkommen auf. Sie kommen weiterhin noch auf dem Mežaklja – und Pokljuka Plateau vor. In der Schichtfolge kann man zwei Horizonte unterscheiden: Im unteren Horizont überwiegen klastische Gesteine mit nur vereinzelten schwarzen Kalklagen, im oberen Abschnitt verschiedene Eruptivgesteine und Tuffe. Diese Schichten sind fossilleer. Der obere Horizont ist durch gut geschichtete dunkelgraue bis schwarze Kalke und Mergel mit zahlreichen weisschaligen Muscheln, besonders Pecteniden charakterisiert. Darüber folgen zunächst Algenkalke und Knollenkalke mit kleinen Korallen-»Patch«-Riffen. Der obere Teil dieses Horizontes ist von gut gebankten Kalken, teils mit Hornsteinknollen aufgebaut. Die geschichteten grauen Kalke gehen in körnige Cordevol-Dolomite über.

Uvod

V letih od 1978 do 1988 sem na pobudo in s pomočjo Tehniškega muzeja Železarne Jesenice in Železarne Jesenice ter s pomočjo Republiške raziskovalne skupnosti in Kulturne skupnosti občine Jesenice opravil biostratigrafske raziskave v severnih Julijskih Alpah.

Sl. 1. Skica severnih Julijskih Alp

Fig. 1. Skizze der nördlichen Julischen Alpen

V prejšnjih letih so bile že obdelane karbonske in permijske plasti in njihova favna ter flora pa tudi večina triasnih biostratigrafskih členov. Ugotovitve so bile večinoma že objavljene v domačih in tujih geoloških revijah.

Temeljita raziskovanja in pomembne ugotovitve so bistveno spremenile poznavanje biostratigrafskega razvoja Julijskih Alp in dale pomemben prispevek k popolnejšemu poznavanju mlajšepaleozojske in triasne biostratigrafije v alpskem prostoru sploh. Ostalo pa je še nekaj nerešenih problemov, ki so jih nakazale šele nove biostratigrafske ugotovitve. Pričujoče delo je posvečeno razvoju ladinijske stopnje v severnih Julijskih Alpah (sl. 1), ki ima v svojem razvoju facialne in paleontološke značilnosti, kakršne še niso znane nikjer drugje v Sloveniji in tudi ne drugje v alpskem prostoru.

Vsem zgoraj imenovanim ustanovam, ki so mi omogočile obsežne terenske in kabinetne raziskave, se toplo zahvaljujem. Korale je predhodno določila dr. Dragica Turnšek. Vzorce predornin in njihovih tufov je deloma preiskal dr. S. Grafenauer, druge pa D. Strmole. Tudi njim lepa hvala.

Pregled dosedanjih raziskav

S prvimi sistematičnimi geološkimi raziskavami v severnih Julijskih Alpah je začel Peters (1856), vendar ni nikjer pisal o srednjetriasnih ladinijskih kamninah.

Ozemlje severnih Julijskih Alp je podrobno raziskoval Diener (1884). Na vzhodni strani Pišnice v Kranjski Gori omenja pod neplastnatim drobljivim dolomitom tufe in pisane porfirske breče s tankimi vložki rjavkasto črnega skrilavega laporja, debelimi okoli 10 m, in sljudne peščenjake, debele približno 8 m; oba člena uvršča v zgornji muschelkalk in med buchensteinske plasti.

V Martuljku je Diener (1884) ugotovil na levi strani potoka spodnji muschelkalk, peščenjake in tufe Mrzle vode, ki jih konkordantno prekriva dolomit Malega in Kurjega vrha. Tamkajšnji stratigrafski položaj vzporeja z zgornjim muschelkalkom in buchensteinskimi plastmi Mrzle vode. Zanimivo je Dienerjevo mnenje, da sega na zahodni strani Martuljka tvorba grebenov kot obrežnih usedlin brez prekinitve od konca periode buchensteinskih plasti skozi norijsko in karnijsko stopnjo vse do

dachsteinskega apnenca. Buchensteinske plasti se pokažejo tudi v grapi Belega potoka. Diener (1884, 699) je poudaril, da se je od vzhoda širil obsežen greben in je segal, ko je bil najbolj razširjen, do Martuljkovega potoka. Perioda buchensteinskih plasti označuje na tem ozemlju energično prekinitev v rasti grebenov, v wengenski dobi pa se je začela perioda zelo hitrega splošnega pogrezanja.

Diener (1884, 676) je nadalje ugotovil, da so nižji triasni členi lepo razgaljeni v grapah pod Vitrancem in Ciprnikom. Tufi in peščenjaki Mrzle vode se pokažejo ponekod ob lokalnih vzdolžnih prelomih, se večkrat ponove in zato dosežejo neobičajno debelino. Poleg sljudnih peščenjakov so tam še pisane tufske in porfirske breče. Pod njimi se pojavlja spodnji muschelkalk še v faciji rdečega skrilavca in pisanega konglomerata.

Geološke razmere v Belem potoku in v Martuljku in v soseščini je natančno raziskal Teller (1910 a, 178-182) in jih ponazoril s profilom. Najnižji litološki člen v Belem potoku pripada felzitskemu porfirju, nad njim pa se zvrste najprej debeloskladnati sivi apnenci, v spodnjem delu s cono temnih apnencev z bituminoznimi glinenimi vložki. Na vzhodni strani Robičeve planine je našel Teller rdeči felzitski porfir, v grapi Belega potoka pa kose pasnatega kremenastega pietra verde. Nadalje je ugotovil, da so masivni porfirji na tem ozemlju zelo podrejeni, posebno glede na tufske kamnine, ki običajno leže nad porfirji. Iz debelozrnatih tufskih peščenjakov se navzgor razvijajo skrilavi peščeni laporji, ki se menjavajo z drobnoploščastimi temnimi lapornimi apnenci. Isti pas plasti je Teller ugotovil tudi v Martuljku. V krovnini fosilonosnih buchensteinskih tufskih peščenjakov, laporjev in apnencev leži schlernski dolomit. Potek tamkajšnjih plasti kaže Tellerjeva geološka karta (1910 a, Taf. 1).

Pomembna je tudi Tellerjeva ugotovitev (1910 b, 15), da je našel pod prepadi Debele peči v Krmo in na severnem vznožju Triglavskega masiva v Vratih wengenske ploščaste apnence z daonelami in cefalopodi in pri tem sklepal na analogne plasti v Savinjskih Alpah.

Po Tellerjevih ugotovitvah se vlečejo na Mežakljo pisani konglomerati in ploščasti apnenci s fosili. Spodnjetriasne plasti in omenjene wengenske kamnine sestavljajo dobro karakterizirane geološke horizonte in najbolj značilne vodilne nivoje za rešitev zapletenih tektonskih razmer tega ozemlja.

Na pregledni Kossmatovi geološki karti alpsko-dinarskega mejnega ozemlja (1913, Taf. (2) IV) se vleče na julijski strani med Ratečami, Kranjsko Goro in Mojstrano med srednjetriasnim apnencem in dolomitom sklenjeni pas ladinijskih plasti. Južneje je označen še drug ladinijski pas. Na pregledni stratigrafski tabeli navaja Kossmat (Taf. (1) III) nad spodnjetriasnimi plastmi apnenčev in dolomitni konglomerat in dolomit, nato peščenjake, konglomerate, pietra verde in felzitski porfir, na vrhu teh pa lokalno ribji skrilavec, wettersteinski apnenec in dolomit; te kamnine uvršča Kossmat po takratni razčlenitvi v srednji trias (=anizij in ladinij).

Na Mežaklji označuje Kossmat nekaj malega wengenskih plasti na južnovzhodnem koncu in malenkost v njenem srednjem delu.

Po Winkler-Hermadenu (1936, 169-172) predstavlja ladinijsko stopnjo deloma glineno peščena in apnenčeva facija z roženci in predorninami (buchensteinsko-wengenske plasti), deloma pa grebenska diploporna facija schlernskega dolomita ali flišu podobna peščena facija cassianskih plasti.

Rakovec (1946, 150-152) piše o nahajališčih porfirja južno od prevala Vršiča (1661 m), ob Belem potoku zahodno od Malnika in na severnem pobočju Vrtaškega vrha južno od Podkluž. Po Tellerju navaja stratigrafski razvoj ob Belem potoku.

Rakovec (1951) povzema po starejših avtorjih, da so v najnižjem ladiniju v zahodnih Julijskih Alpah najprej apnenci in laporni skrilavci, nad njimi peščenjaki z rastlinskimi ostanki in vrh teh vulkanske kamnine. V zgornjem ladiniju je v sredini in na severni strani Julijskih Alp v glavnem schlernski dolomit.

Na južnovzhodnem koncu Mežaklje sta na geološki karti lista Celovec (1 : 100 000) izdvojena ladinijski skladnati in ploščasti apnenec in dolomit z roženci (Buser & Cajhen, 1978).

Buser (1980, 28) navaja na vzhodnem delu Pokljuke in Mežaklje v ladiniju svetlo sivi in rjavkasto sivi mikritni ploščasti in skladnati apnenec z roženci.

V novejšem času se je Grafenauer (1980, 77–91) v svojem delu o petrologiji triasnih magmatskih kamnin na Slovenskem ukvarjal tudi z ladinijskimi predornimi in njihovimi tufi v severnem delu Julijskih Alp in obdelal tudi del mojega nabranega materiala. V stranskem jarku Vode iz Kamarice na severnem pobočju Podrška navaja tufsko lavo kremenovega porfirja, ki jo je kot porfir označil Bohinec leta 1935 (po Grafenauerju 1980, 77). V nadaljevanju piše Grafenauer še o štirih vzorcih magmatskih kamnin na poti proti Podršku (Planica 1 = tufska lava keratofirja, Planica 2 = tufska lava kremenovega keratofirja, Planica 3 = tufska lava kremenovega keratofirja, Planica 4 = tufska lava kremenovega porfirja (alkalnega liparita), iz potoka Kamarice na zahodnem pobočju Podrška). Po Grafenauerjevih ugotovitvah postajajo predornine vzhodno od Planice bolj in bolj mafične in revne s kremenico. Grafenauer pa ne navaja nikakršnih podatkov o samih najdiščih, o položaju predornin oziroma njihovih tufov in o spremljajočih ladinijskih kamninah. Po ugotovitvah Bohinca (1935, 117) leži porfir med wengenskimi skrilavci in školjkastim apnencem; debel je 15 m in širok kakih 60 m.

V mojih primerkih 39/77 in 48/77 s pobočja zahodno od Vitranca je Grafenauer ugotovil tufsko lavo kremenovega keratofirja, v prav tako majhnem vzorcu 17/77 tufsko lavo biotitovega porfirita (andezita), v vzorcu 21/77 kremenov biotitni porfirit (dacit) in v vzorcu 49/77 v višini 1070 m zahodno od Vitranca kristalasti tuf porfirita (dacita) (Grafenauer, 1980, 79).

V Belem potoku piše Grafenauer (str. 80–51) o več izdankih predornin in njihovih tufov. Ugotovil je rdečkast litoklastični tuf kremenovega keratofirja, kremenov porfir s tufsko teksturo (prodnik) in litoidni keratofirski tuf ter tuf biotitovega keratofirja (tudi tu gre očitno za prodnike, saj je teh precej v produ Belega potoka, medtem ko sam nisem našel v samem Belem potoku nobenega izdanka predornin ali tufov, pač pa se le-ti pokažejo na pobočju Belega potoka).

Grafenauer v svojem delu ne opisuje drugih predornin in njihovih tufov iz severnih Julijskih Alp.

Ramovš (1985, 403–408) podaja tudi pregled razvoja ladinijske stopnje v severnih Julijskih Alpah.

Razvoj ladinijske stopnje zahodno od Pišnice

Zahodno od Pišnice prevladujejo v spodnjem delu razgaljene ladinijske skladovnice temno sivi, modro sivi ali zelenkasto sivi glinovec, peščeni sljudni glinovec in temno sivi lapor v centimetrskih polah. V laporju se menjavajo bolj glineni pasovi s tankimi, precej sljudnatimi pasovi. Med glinovcem se vrste posamične pole sivega in modro sivega trdega sljudnega kremenovega peščenjaka s precej apnenčevega veziva. Še redkejše so do 12 cm debele plošče črnega mikritnega apnenca, prepredene

Sl. 2. Najdišča ladinijskih vulkanskih kamnin in njihovih tufov v severnih Julijskih Alpah
Fig. 2. Vorkommen der Ladin-Vulkanite und deren Tuffe in den nördlichen Julischen Alpen

s številnimi belimi kalcitnimi žilicami. Navzdol in navzgor prehajajo tanke plošče v glineni apnenec oziroma lapor. V nobeni od omenjenih kamnin nisem našel fosilnih ostankov. Tudi iz apnenca vzeti vzorci za konodonte niso vsebovali konodontnih elementov ali drugih mikrofosilov. Čeprav ladinijska starost teh plasti paleontološko ni dokazana, je pa litološko gotova, ni mogoče ugotoviti, kaj pripada fassanski in kaj langobardski podstopnji.

V vrhnjem delu odkrite ladinijske skladovnice leži tamkaj čokoladno rjavi, redkeje zelenkasti tuf z vmesnimi plastmi zelenega kremenovega peščenjaka z nekaj apnenčevega veziva, glinenega peščenjaka in zelenega glinovca z veliko tufskega materiala; ponekod so med zelenkasto sivim glinovcem vijolično rjavkasti pasovi. Razen različnih tufov so v tem delu tudi druge predornine. Na zahodni strani Planiške doline so tufska lava kremenovega porfirja, tufska lava keratofirja in tufska lava kremenovega keratofirja, ki se vse pojavljajo v okolici Podrška. Vzhodno od Planiške doline pa so bili ugotovljeni kremenov biotitni porfirit, tufska lava biotitnega porfirja, tufska lava kremenovega keratofirja, kristalasti tuf porfirita, tufska lava biotitovega porfirita, kristaloklastični porfiritni tuf in steklasta tufska lava biotitovega kremenovega porfirja. Debelina magmatskih kamnin in njihovih tufov ne znaša dosti več kot 25 m, mejé pa te kamnine skoraj povsod ob prelomu s cordevolskim dolomitom. Izdanki magmatskih kamnin in njihovih tufov so označeni na sliki 2, manjkajo le izdanki na zahodni strani Planiške doline.

Med predorninami so na ozemlju med Planico in Pišnico kamnine dacitne, liparitne in andezitne magme. Prevladujoči tufi teh magem razodevajo močno eksplozivno delovanje v evgeosinklinalnem delu skozi daljše razpoke v ladinijskem morju. Magmatske kamnine in njihove tufe sledimo v majhnih izdankih od Podrška in Planinskega doma v Planici čez Veliko dolino in po severnem pobočju Vitranca (sl. 2).

Na ozemlju zahodnih severnih Julijskih Alp ni bila nikjer ugotovljena spodnja meja med ladinijskimi plastmi in anizijskimi kamninami. Južno od Rateč, to je v območju Ravenice oziroma Lomov, pokrivajo ladinijske usedline in magmatske kamnine ter njihove tufe v njihovem spodnjem delu, to je na severni strani, kvartarne konglomeratne deltaste plasti; pod njimi leže najbrž na meji med ladinijskimi plastmi in starejšimi kamninami v tektonskem položaju različne zgornjekarbonske in permijske plasti. Južno od Podkorena mejé najnižje razgaljene ladinijske plasti z različnimi mlajšepaleozojskimi kamninami v tektonskem položaju.

Razvoj ladinijske stopnje vzhodno od Pišnice

Vzhodno od Velike Pišnice so razgaljene najnižje ladinijske plasti v Martuljkovi soteski, kjer leže konkordantno na masivnem anizijskem apnencu. Sestavljajo jih plastnati in ploščasti apnenci, ki se deloma menjavajo s skrilavim glinovcem. V skladovnici sta še zelenkasti peščenjak in tufit. V nobeni od teh kamnin nisem našel značilnih fosilnih ostankov, vendar po njihovem položaju in po tufitih uvrščam te plasti v spodnji, to je fassanski del ladinijske stopnje.

Nad apnenčevim, glineno-skrilavim in tufitskim nivojem ležijo debeloskladnati in ploščasti temno sivi, večinoma mikritni apnenec in glineni ali skrilavi lapor, ki pa sta le v centimetrskih polah in v lezikah.

Drugje spodnji del ladinijske stopnje ni razgaljen.

Na severnem obrobju ozemlja med Pišnico in Martuljkom se pokaže še značilno razviti tisti del ladinijskih plasti, ki predstavljajo med Veliko Pišnico in dolino Planice odkriti zgornji del ladinijske skladovnice; na svoji zgornji meji so v tektonskem kontaktu z zrnatim cordevolskim dolomitom, sestavljajo pa jih temno sivi skrilavi glinovec, sivi in rjavkasti lapor ter sljudnati apnenčev peščenjak s pooglenelimi rastlinskimi ostanki. Te tri sivkaste kamnine spremljajo čokoladno rjave in zelenkaste predornine in njihovi tufi, ki se pokažejo na površju le v majhnih izdankih in večinoma ob tektonskih kontaktih.

Vzhodno od Velike Pišnice karakterizirajo ladinijsko stopnjo predvsem temni apnenci in laporji, večinoma s številnimi fosilnimi ostanki. Taki ostanki so ugotovljeni v Prisojniku pod Ajdovsko deklico, na severnem pobočju Martuljkovega grebena, vzhodno od izvirnega področja Belega potoka in zahodno od Smrajke. Vsa štiri najdišča predstavljajo isti horizont in imajo enake floristične in favnistične značilnosti. Samo v tem, vzhodnem delu severnih Julijskih Alp je tudi razločna stratigrafska meja med ladinijsko in karnijsko stopnjo.

Diskordantno nad čokoladno rjavim in zelenkastim kopastim telesom keratofirja, mikrokristalnega tufa in kristaloklastičnega tufa, v razgaljenem delu, debelem okoli 10 m (povirje Belega potoka (sl. 3), podobne so razmere tudi pod Ajdovsko deklico na pobočju Prisojnika), leže različne apnenčeve, laporne in peščenolaporne plasti, ki se menjavajo s poskrilovljenim laporjem in tankimi laporno glinenimi vložki. Apnenec je v spodnjem delu črnkast, mikriten, dostikrat gomoljast, skladnat ali ploščast z vegastimi ploskvami. Glineni apnenec in lapor sta dostikrat poskrilovljena, med plastmi pa so tanke glineno laporne pole. V večini plasti je veliko fosilnih ostankov, v nekaterih so prave lumakele.

V najnižjem razgaljenem delu profila zahodno od Smrajke je temno sivi lapor s pooglenelimi rastlinskimi ostanki, ki predstavljajo naplavljeni rastlinski drobir. Navzgor sledi temno sivi do črnkasti neravno plastnati gomoljasti apnenec, ki je v spodnjih 40 cm zelo trd in še brez fosilnih ostankov, nato pa plastnati gomoljasti apnenec z majhnimi polžki in školjkami; vmes so že tudi posamične pektenidne školjke.

Nadaljnji del profila karakterizira zahodno od Smrajke in v povirju Belega potoka (sl. 3) menjavanje temno sivega in črnkastega mikritnega plastnatega apnenca, poskrilovljenega apnenca, lapornega apnenca, laporja, poskrilovljenega laporja in laporja s školjčnimi lumakelami v posameznih horizontih. Take lumakele sestavljajo same pektenidne školjke. Nadalje tam posebej izstopa horizont s številnimi velikimi belolupinastimi porcelanastimi školjkami tipa *Trigonodus*. V nekaterih drugih plasteh je veliko majhnih školjk brez pektenid in velikih debelolupinastih

Sl. 3. Stratigrafska lestvica zgornjega ladinijskega horizonta na ozemlju Belega potoka

Fig. 3. Schichtfolge des oberen Ladin-Horizontes im Gebiet des Beli potok

primerkov tipa *Trigonodus*. V posameznih plasteh so le redke školjke in majhni polžki, so pa tudi plasti brez vidnih fosilnih ostankov.

V lapornem apnencu so v nižjem delu fosilonosne skladovnice zelo pogostne involutinidne in troholinidne foraminifere, ki so deloma celo kamnotvorne (tab. 1, 2 in 3, sl. 1 in 2).

Nad okoli šest metrov debelo školjčno skladovnico leži algin horizont, deloma z zelo številnimi, deloma pa le s posamičnimi algami vrst *Teutloporella triasina* (Schauroth) in *Diplopora nodosa* (Schafhäutl). To je zelo trd gomoljasti apnenec z neravnimi površinami, debel od 50 cm do nekaj metrov. Apnenčeve alge so deloma kamnotvorne v posamičnih ploščah in skladih.

Na alginem apnencu leži prav tako sivi in gomoljasti ter nerazločno plastnati apnenec, debel okoli tri metre. V njem so majhni grebeni skorjastih koral vrst »*Isastraea esinensis*« Stoppani in »*I. haueri*« Laube (predhodno ju je določila dr. Dragica Turnšek). Deloma sestavljajo grude, ki merijo v premeru do okoli 20 cm in so visoke približno 10–15 cm, deloma pa predstavljajo po nekaj centimetrov debele skorje, dolge od 10 do 20 cm. Tudi ta koralni nivo najdemo na vseh štirih omenjenih najdiščih. V nišah koralnih grebenčkov je ponekod vse polno troholin in involutin, ki so prav takšne kot tiste v spodnjem delu te skladovnice.

Na zahodnem pobočju 1600 m visokega Martuljka so bile najdene razen skorjastih grebenskih koral, školjk, polžev in apnenčevih alg tudi zelo drobcene solitarne korale, ki še niso bile ugotovljene v drugih treh zgornjeladinijskih fosilonosnih najdiščih.

Vrhnji del okoli 50 m debele zgornjeladinijske skladovnice sestavlja sivi skladnati in ploščasti apnenec, deloma gomoljast in nekoliko bolj laporen. V vrhnjem delu se pojavlja detritogeni apnenec. V vrhnjem delu predstavlja posebnost zelo trd pokremenjen apnenec z roženčevimi gomoljčki. Ti so razporejeni v vrstah, navadno blizu spodnjega in zgornjega dela plasti; veliki so od okoli pol do enega milimetra ali po nekaj milimetrov do dobrega pol centimetra. Zelo drobni roženčevi gomoljčki so običajno razvrščeni v petih ali več nivojih v plasti, debeli od osem do deset centimetrov. V teh apnencih ni več makrofosilov pa tudi v zbruskih in konodontnih vzorcih niso bili najdeni mikrofosili.

Najvišji del ladinijske stopnje sestavlja slabo skladnati sivi apnenec, ki meji navzgor s cordevolskim zrnatim dolomitom.

Zelo lepo je razgaljen profil zgornjeladinijskih plasti nad že omenjenim kopastim telesom keratofirja in tufov v povirju Belega potoka, ki ga kaže sl. 3.

Tudi v vzhodnem delu severnih Julijskih Alp karakterizira ladinijsko stopnjo vulkansko delovanje. Predornine in njihovi tufi so ugotovljeni v majhnih krpah in izdankih med Veliko Pišnico, Belim potokom, Smrajko in Brano in jih sledimo do zahodnega dela Grančiša nad Mojstrano, njihove ostanke pa kaže slika 2. Ugotovljeni so bili razen v Grafenauerjevem delu, obdelanih v Belem potoku, še keratofir, ignimbritni tuf, litoklastični tuf in vulkanska breča. Na vzhodnem pobočju Belega potoka leži v višini 780 m izolirana krpa litoidnega keratofirskega tufa in tufa biotitovega keratofirja.

Ladinijske okamnine

Fosilni ostanki so v ladinijskih plasteh v severnih Julijskih Alpah nekaj posebnega in takšnih še ne poznamo nikjer drugje v Sloveniji v enako starih plasteh, pa tudi v drugih ne. Tudi drugje v sosešcini v Južnih Alpah niso znani. To velja za

foraminifere rodov *Involutina* in *Trocholina* (tab. 1, 2 in 3) za številne školjke (tab. 3, 4) in tudi za majhne koralne »patch« grebenčke (tab. 5). Zanje ni na voljo opisov in upodobitev iz enako starih plasti, zato je sistematsko določevanje zelo zahtevno in bo terjalo še precej časa. Na drugi strani pa so školjke z belimi porcelanastimi lupinami zelo krhke in je izredno težko dobiti iz trde kamnine v celoti ohranjene primerke z vsemi zunanjimi značilnostmi lupine. To drži tudi za pektenidne školjke, pri katerih brez zunanje površine z ohranjenimi sistemi rebrc ni mogoče sistematsko določevanje. Na terenu kar hitro najdemo primerek, toda takšni z nujno potrebnimi skulpturnimi elementi se zelo redko izluščijo. Vzrok je seveda poleg krhkih lupin tudi zelo trd apnenec, v katerem leže. Običajno se školjka loči iz kamnine tako, da ostane pozitiv na kamnini in se odlušči kot negativ, to je školjkin notranji odtis. V tem delu je nekaj okamnin upodobljenih na dveh tablah (tab. 3 in 4), večinoma pa te in številne druge še niso sistematično obdelane. Doslej so bile kot predhodno ugotovljene naslednje oblike: *Pachycardia ? rugosa* Hauer, *Trigonodus* cf. *bittneri* Waagen, *Trigonodus* sp., *Heminajas* sp., *Myoconcha* cf. *broilii* Waagen, *Myoconcha* sp., *Pleurophorus curionii* Hauer, *Schafhaeutlia* sp., *Mysidioptera* sp., *Cassianella* cf. *dieneri* Waagen, *Cassianella angusta* Bittner, *Cassianella* cf. *gryphaeata* Münster, *Arcoptera* sp., *Anoplophora* sp., *Gonodon* (Corbis) cf. *laubei* Bittner, *Gonodon* (Corbis) *lamellosus* Bittner, *Opis laubei* Bittner, *Opis* sp., *Avicula* cf. *arcuata* Münster, *Avicula* sp., *Myophoria woehrmanni* Bittner, *Leda* sp. in pektenidne školjke več rodov in vrst.

Pomembne in marsikje tudi kamnotvorne foraminifere pripadajo rodovoma *Involutina* in *Trocholina* (tab. 1, sl. 1 do 3), kamnotvorni korali pa vrstama »*Isastraea esinensis*« Stoppani in »*E. haueri*« Laube (tab. 2, sl. 1).

Zanimivo je, da v zahodnem delu severnih Julijskih Alp ni apnencev in laporjev s številnimi fosilnimi ostanki, v njihovem vzhodnem delu pa skoraj manjka klastična skladovnica zahodnih Julijskih Alp. Vzrok temu moramo iskati v zapletenih tektonskih dogajanjih. Na obeh področjih pa so značilne predornine in njihovi tufi: v zahodnem delu severnih Julijskih Alp so v vrhnjem delu ohranjene ladinijske skladovnice, v vzhodnem pa v njihovem spodnjem delu.

Ladinijske plasti v tektonski strukturi Begunjskega vrha

Ladinijske plasti imajo majhen obseg tudi v tektonski strukturi Begunjskega vrha in so danes kar daleč stran od drugih ladinijskih nahajališč. Leže med skladnatim dachsteinskim apnencem Cmira v podlagi in grebenskim cordevolskim apnencem Triglavskega pokrova v krovnini. Sestoje iz drobno- (en do dva centimetra) in debeloploščastega (okoli šest do deset centimetrov) sivega, večinoma mikritnega in deloma kremenastega močno zgubanega apnenca. Manj je skladnatega mikritnega apnenca. V skladovnici so še plošče in plasti temno sivega in zelenkasto sivega apnenčevega peščenjaka in drobnozrnatega apnenčevega konglomerata z več ali manj kremenovih zrn in tufskega materiala. Peščenjakove pole se deloma menjavajo s plastmi peščenega apnenca. Peščenjak in konglomerat sta zelo podobna ladinijskemu peščenjaku in brečastemu konglomeratu na Vršiču, kjer so v zrnih tudi ostanki permijskih fuzulinidnih foraminifer. V klastitih pod Begunjskim vrhom doslej še niso bili ugotovljeni ostanki permijskih fosilov.

Med ploščastim apnencem je na prevalu pod Begunjskim vrhom od tri do štiri metre debel vložek zelenkastega tufa, ki se končuje ob poševnem prelomu. Razmere na severnem pobočju Begunjskega vrha kažejo, da se tuf dvakrat ponovi; zgornji

vključek je debel okoli pet metrov, od spodnjega pa je vidnega le okoli dva metra, drugega pokriva pobočni grušč.

V apnencih in klastitih pod Begunjskim vrhom nisem našel nobenih fosilnih ostankov, ki pa so tudi drugje v takšnih kamninah zelo redki. Tudi vsi vzorci za konodontne raziskave so bili negativni.

Ladinijska konglomeratna breča na Vršiču

Na Vršiču je zelo zanimiva in pomembna ladinijska konglomeratna breča, ki leži v zelenkasto sivem in zelenkastem sljudnatem peščenem skrilavem glinovcu in peščenjaku. Apnenčeva konglomeratna breča in zelo trdi debelozrnati in srednjezrnati peščenjak (zbrusek 94/78–179 je pokazal srednjezrnati glinenčevo-litično kremenov peščenjak) nista nikjer vidna v sklenjenih plasteh, marveč so povsod le izolirani bloki, ki so bili pri tektonskih premikanjih razmaknjeni iz prvotnih skladov in deloma oblepljeni z glineno maso. V blokih so vidne plasti drobnozrnate konglomeratne breče in debelozrnatega peščenjaka, ki se menjavajo med seboj (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979, 157).

Konglomeratna breča vsebuje v drobcih in kosih različne mikrofosile; v majhnih denudacijskih ostankih in v peščenjakovih zrnih so navadno le njihovi drobci; drobci in obdrgnjeni koščki mikrofosilov leže tudi v sparitnem apnenčevem vezivu. Ugotovljene so vodilne vrste in rodovi spodnjepermijskih trogkofelskih, srednjepermijskih neoschwagerinskih in vrhnjih zgornjepermijskih apnencev. V klastitih so tudi kosi spodnjetriasnih, anizijskih in ladinijskih usedlin ter srednjetriasnega čokoladno rjavega litoklastičnega ignimbritnega keratofirskega tufa. Anizijski kosi vsebujejo foraminifere rodov *Glomospira* in *Glomospirella*, ladinijski pa rod *Involutina*. Ker so razen zgornjepermijskega apnenca z naprednimi boultoniinami in reichelinami vse druge kamnine v Julijskih Alpah znane, sledi, da sta konglomeratna breča in spremljajoči apnenčev ali kremenov peščenjak nastajala na območju današnjega Vršiča in da sta ladinijske starosti (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979, 159–162).

Razvoj ladinijskih plasti na Mežaklji in severozahodni Pokljuki

V pričujočem delu so na Mežaklji obdelane ladinijske plasti predvsem na področju Kozjakov, niso pa bile raziskane na Pernikih, v njihovi okolici ter na širšem prostoru Vintgarja.

Najbolj popolno so razvite in tudi najlepše razgaljene ladinijske plasti na Mežaklji med gozdarskima kočama, Planino Spodnji Kozjak, na ozemlju Zgornjega Kozjaka in ob cesti od Razpotja proti Požrvovemu rovtu, kjer zginejo pod cordevolski apnenec okoli 600 m pred koncem ceste. Enako stare plasti imajo precejšen obseg tudi v južnovzhodnem delu Mežaklje, vendar tam niso bile podrobneje raziskane.

Na Mežaklji prehaja enolični sivi skladnati dolomit, tu in tam z vmesnim dolomitiziranim apnencem, v značilni rjavkasti apnenec precejšnje debeline. V spodnjem delu je večidel slabo plastnat, so pa vmes deli z razločnimi ploščami. Tak apnenec sledimo vseskozi od gozdarske hiše do razcepa ceste proti severu na Veliki Kozjak. Na razcepu je rjavkasti ploščasti in skladnati apnenec z drobnimi polžki, ploščastimi posamičnimi školjčnimi lupinami, ki so bile nanesene v te plasti, in z nedoločljivimi

mikrofosili. Stratigrafski položaj kaže, da je nad tem apnencem še delno plastnati in nejasno skladnati rjavkasti apnenec enake sestave, kot je tisti v nižjem delu. Mlajši del ladinijske skladovnice pa sestavlja najprej drobnoploščasti (1 do 2 cm) pasnati apnenec z vmesnimi listastimi skrilavimi polami; v apnencu so ostanki iglokožcev. Tudi ploščasti apnenec je pogosto drobnoplastnat, vmesne debelejše plasti črnega apnenca so redkejše. Med apnencem so tudi do 15 cm debele partije zelo drobnoploščastega in listastega apnenca, listi so debeli od pol milimetra do pet milimetrov.

Na terenu se ni dalo natančno ugotoviti, ali je nad ploščasto skrilavo apnenčevo skladovnico kakih 100 m rjavkastega, nejasno skladnatega apnenca ali pa je ta morfološka ponovitev posledica tektonskega delovanja. Med slabo skladnatim apnencem leži plastnati apnenec z lapornimi polami, nato nekaj debelih apnenčevih skladov in na njih kakih 10 m debelozrnate rdečkaste polimikritne apnenčeve breče, ki prehaja v brečasti konglomerat. Kosi in prodniki so različno veliki, nekateri imajo tudi po več deset centimetrov v premeru. Peščeno in peščeno-konglomeratno vezivo trdno zleplja med seboj ostanke zelo različnih karbonatnih kamnin. Provenienca materiala še ni podrobno preučena, v sestavi pa prevladujejo srednjetriasne in spodnjetriasne kamnine, verjetno vmes tudi permijske ne manjkajo. Po značaju in barvi so v kamnini tudi prodniki in kosi, ki so podobni trogkofelskemu apnencu, kar pogostnemu v brečastem konglomeratu na Vršiču, vendar tu njihova starost še ni dokazana s fosilnimi ostanki.

Nad brečo sledita spet črni apnenec in lapor z apnenčevimi algami vrste *Teutloporella triasina* in ostanki iglokožcev. Črnkasti apnenec postaja navzgor svetlejši in rjavkast ter začenja debelo skladovnico menjajočih skladnatih in različno debelo ploščastih sivih apnencev z večjo ali manjšo vsebnostjo kremenice in pogostnimi rožencevimi gomoljčki. Gomoljčki se pojavljajo v plasteh v eni ali več redeh. V prvi polovici skladovnice je med ploščastim apnencem nekaj malega zelenkastega drobljivega tufita tipa pietra verde. Konodontni vzorec iz štirih plošč, debelih od štiri do osem centimetrov, ležečih tik nad vrhnjim tufitskim vložkom, je bil brez fosilnih ostankov. Nad tufiti je še precej sivih ploščastih in skladnatih apnencev. V dveh konodontnih vzorcih v še mlajših ladinijskih plasteh je nekaj konodontov, vendar so doslej najdeni brez kronostratigrafske vrednosti; konodonte spremljajo ribji zobci in foraminifere več vrst. Vzorec že blizu litološke ladinijsko/cordevolske meje je sicer pozitiven, vendar konodonti ne dokazujejo nobene kronostratigrafske enote. V tem vrhnjem delu ladinijske skladovnice bo potrebno sistematično vzeti še več vzorcev in bi z njimi lahko prišli do pomembnih ugotovitev. Blizu litološke ladinijsko/cordevolske meje apnenec zgublja značilno sivo barvo pogostokrat z rahlim zelenkastim odtenkom, postaja svetlejši, svetlo siv, sprva je še kolikor toliko razločno plastnat, nato pa nejasno skladnat in prehaja v masivni cordevolski apnenec.

Tudi iz zgornjega dela ladinijske skladovnice ob cesti nad Planino Veliki Kozjak vzeta konodontna vzorca nista dala zaželenih biostratigrafskih ugotovitev. Oba sta bila negativna. Kompozitni konodontni vzorci iz ladinijskih apnencev z roženci dokazujejo, da takratno sedimentacijsko okolje ni bilo ugodno za življenje živali, ki so imele konodontne elemente, pa čeprav mnogi omenjajo prav takšne apnence kot ugodne za fosilne ostanke te vrste.

Nad Planino Veliki Kozjak je spodnja meja tektonska, cordevolski dolomit je spremenjen v dolomitno moko, ladinijska skladovnica pa se začenja s ploščastim in plastnatim temneje sivim in rjavkastim apnencem, ki je debel več kot 100 m in navzgor postopoma prehaja v cordevolski apnenec, ki je v najnižjem delu pogostokrat še ploščast.

Postopna konkordantna litološka prehoda med ladinijskimi in cordevolskimi plastmi nad Planino Zgornji Kozjak in ob cesti vzhodno od Planine Mali Kozjak proti Požrvovemu rovtu sta zelo pomembna za ugotovitev paleogeografskih in sedimentacijskih razmer na prehodu iz srednjetriasne v zgornjetriasno dobo. Obenem ta spoznanja pojasnjujejo tudi razmere drugje v severnih Julijskih Alpah, kjer je zelo zapletena tektonska zgradba.

Na površju zahodne Mežaklje ni ladinijskih kamnin, pač pa se pokažejo v vsaj treh ozkih krpah na gozdnem področju zahodno od apnenčevih sten Klečice in Debele peči na Pokljuki.

V apnenčevo-laporno-peščeno-skrilavi skladovnici zahodno od Klečice nisem našel nobenih dokazov za njeno natančno starost. Po kamninski sestavi pa skladovnica najbolj ustreza ladinijski stopnji. Kljub zavzetemu iskanju tudi drugih geologov se tamkaj še ni posrečilo najti daonel in amonitov, ki jih omenja Teller (1910 b, 15). Skoraj gotovo jih je našel le nad dolino Vrat, kjer pa so plasti zgornjekarnijske starosti. Tam se res pojavljajo školjke in amoniti, starost pa dokazujejo predvsem zgornjekarnijski konodonti.

Pod Klečico pa so plasti bistveno drugačne in se tudi ločijo od plasti pod vznožjem Debele peči.

Nanovo odkrite so ladinijske plasti na zahodnem robu Debele peči, tam kjer se strmo skalovje zlekne v zložnejše pobočje. V nekaj deset metrov debeli skladovnici leži spodaj bituminozni in večinoma ploščasti, deloma pa tudi plastnati dolomit, vmes pa se vrste tudi blizu 30 cm debeli skladi temno sivega apnenca. V višjem delu je temno sivi in skoraj črni ploščasti in drobnoskladnati apnenec z različnimi foraminiferami, polži in problematičnimi mikrofosili. Ploščasti apnenec je pogosto listast in z belimi pikami po površju. Iz tega najdišča ladinijskih plasti sta tudi temno sivi bituminozni školjčno foraminiferni apnenec in biosparit s foraminiferami, apnenčevimi algami in školjčnimi ostanki. Značilen je tam tudi brečasti konglomerat s sparitnim vezivom in malenkostjo tufskega materiala. Prodniki so triasni in doslej v konglomeratu še ni bilo mogoče ugotoviti tudi permijskih ostankov. Meja s cordevolskim masivnim apnencem Debele peči je tektonska. Naslednji ostanek ladinijskih plasti je malo naprej od prejšnjega na zložnejšem delu grebena med dvema razoma in se vidi z grebena južno od Debele peči. Najbrž so še kje drugje manjši ostanki ladinijskih plasti, ki ob prelomu pogledajo na površje.

Med ladinijskim razvojem na Mežaklji in v severnozahodnem delu Pokljuke na eni strani ter zahodno od tod ležečimi severnimi Julijskimi Alpami na drugi strani so precejšnje razlike. Na Mežaklji in Pokljuki ni vulkanitov in njihovih tufov (znani so mi zeleni tufi v Grabčah ob Radovni) pa tudi usedline in fosilni ostanki v njih so večidel različni. Vse to kaže, da so bile na ozemlju Mežaklje in severozahodne Pokljuke v ladinijski dobi nekoliko drugačne paleogeografske razmere kot na preostalem delu severnih Julijskih Alp. Na ozemlju današnje Mežaklje in severnozahodne Pokljuke tedaj ni bilo ugodnih razmer za naselitev bogate foraminiferne in školjčne ter skromne koralne favne. Na obeh ozemljih so uspevale edinole v določenem času ladinijske dobe na podmorskih tratah apnenčeve alge rodu *Teutloporella*. Opisane kamnine kažejo tudi litološke razlike. Kje so bili vzroki za te razlike, še ni pojasnjeno; mogoče sta bila takrat oba sedimentacijska prostora celo ločena med seboj.

Ausbildung der Ladin-Stufe (Mitteltrias) in den nördlichen Julischen Alpen

Zusammenfassung

Im Nordteil der westlichen Julischen Alpen (westlich der Strasse Kranjska Gora – Vršič) liegt an der tektonischen Grenze mit verschiedenen Oberkarbon- und Perm-Schichtgliedern der überwiegend klastisch ausgebildete Horizont des Ladins. Die Schichtfolge besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen, blaugrauen und grünlichgrauen Argilliten, sandigen glimmerigen Argilliten, dunkelgrauen Mergeln, tonigen Lagen und glimmerigen harten Quarzsandsteinen, Selten kommen Lagen eines schwarzen mikritischen Kalkes mit weissen Kalzitadern vor. Diese Schichtfolge lieferte keine Fossilien. Im oberen Teil dieser Folge sind schokoladenbraune, seltener grünliche Tuffe, teils auch in Wechsellagerung mit grünen Quarzsandsteinen und grünen, seltener violettbraunen Argilliten häufig. Dieser Horizont wird durch kleine Vulkanit-Vorkommen charakterisiert (nicht mächtiger als 25 m). Es kommen vor: Tuffogene Lava des Quarzporphyrs, tuffogene Lava des Keratophyrs, Quarzbiotitporphyr, tuffogene Lava des Biotitporphyrs, kristalliner Porphyrittuff, tuffogene Lava des Biotitquarzporphyrs. Das Ueberwiegen der Tuffe bezeut häufige Gasausbrüche in der Ladin-Eugeosynklinale; sie sind zusammen mit seltenen Vulkaniten von Planica bis Mojstrana in einer Länge von etwa 35 km zu verfolgen. Dieser Horizont grenzt an einer Verwerfung an stark beanspruchte Cordevoldolomite.

Im Nordteil der östlichen Julischen Alpen konnten die tiefsten Ladin-Schichten nur in der Martuljek-Schlucht festfestellt werden. Dort liegen konkordant über den Anis-Kalken mit Meandrospira dinarica gut gebankte dunkelgraue Kalke in Wechsellagerung mit den Tonschiefern. In der Schichtfolge kommen noch grünliche Quarzsandsteine und pietra verde vor. Darüber folgt ein dickgebankter und plattiger dunkelgrauer, meist mikritischer Kalk mit dünnen Zwischenlagen von Ton- und Mergelschiefern vor. Diese Folge dürfte überwiegend ins Fassan einzustufen sein.

In den östlichen Julischen Alpen ist der obere Horizont das Ladins im wesentlichen durch dünngebankte dunkelgraue Kalke, Mergel und schiefrige Mergel mit zahlreichen Makro- und Mikrofossilien charakterisiert. An vier Fundpunkten konnte die gleiche Schichtfolge festgestellt werden. Im untersten Teil kommen Ton- und Mergelschiefer, Mergel und Kalksandsteine mit verkohlten Pflanzenresten vor. Die darüber liegenden Kalk- und Mergel-Schichten lieferten in mehreren Lumachellenlagen zahlreiche Pecteniden mit mehreren Arten, die noch nicht bearbeitet sind. Teller (1910 a, 181) erwähnt *Pecten* ex Gruppe *P. discites;* diese Art wurde in mergeligsandigen Platten im Gebiet des Beli potok – und Maruljek-Graben gefunden. Muschelführende Schichten konnte er anstehend nicht finden. In mehreren Lagen kommen nur zahlreiche grosse porzellanschalige Muscheln vom Typus *Trigonodus* vor, in anderen Lagen zahlreiche kleine Muscheln (siehe die Liste an der Seite 249), vergeselschaftet mit kleinen Schnecken. Im Mergelkalk sind Trocholinen und Involutinen oft gesteinsbildend (Taf. 1–3).

Etwa 6 m über dem rund 10 m mächtigen Muschel-Horizont folgt ein Kalkalgen-Niveau mit *Teutloporella triasina* (Schauroth) und *T. nodosa* (Schafhäutl). Konkordant darüber liegt ein grauer undeutlich gebankter Knollenkalk mit vereinzelten kleinen »patch reefs«, aufgebaut von »*Isastraea esinensis*« Stoppani und »*I. haueri*« Laube. In den Korallenkörpern sind kleine Nischen mit Trocholinen und Involutinen ausgefüllt. Dieses interessantes Korallen-Niveau konnte an allen vier Lokalitäten gefunden werden. Am Martuljek-Berg (1600 m) wurden im gleichen Horizont zusätzlich noch sehr kleine Einzelkorallen gesammelt.

Die beschriebenen fossilreichen Ladinschichten waren bisher in Slowenien und in den Südalpen unbekannt. Auch ähnliche Vergesellschaftungen wurden bis jetzt nicht beschrieben. Vom besonderen Interesse sind auch die gesteinsbildenden Trocholinen und Involutinen.

Den oberen Teil dieser etwa 50 m mächtigen Langobard-Folge bildet ein dick- und dünngebankter, teilweise knolliger grauer Kalk, der im oberen Abschnitt häufig verkieselt ist und kleine Hornsteinknollen führt. Im Grenzbereich zum weissen zuckerförmigen Unterkarn- (Cordevol) – Dolomit wird der graue Kalk sehr dickschichtig und schliesslich undeutlich geschichtet.

Auch in den östlichen Julischen Alpen kommen Vulkanite und deren Tuffe in kleinen Vorkommen vor.

Am Vršič-Pass (1614 m) sind ladinische Konglomeratbrekzien mit Unterperm, – Mittelperm, – Oberperm, – Untertrias- und Mitteltrias-Komponenten charakteristisch (Ramovš & Kochansky-Devidé, 1979).

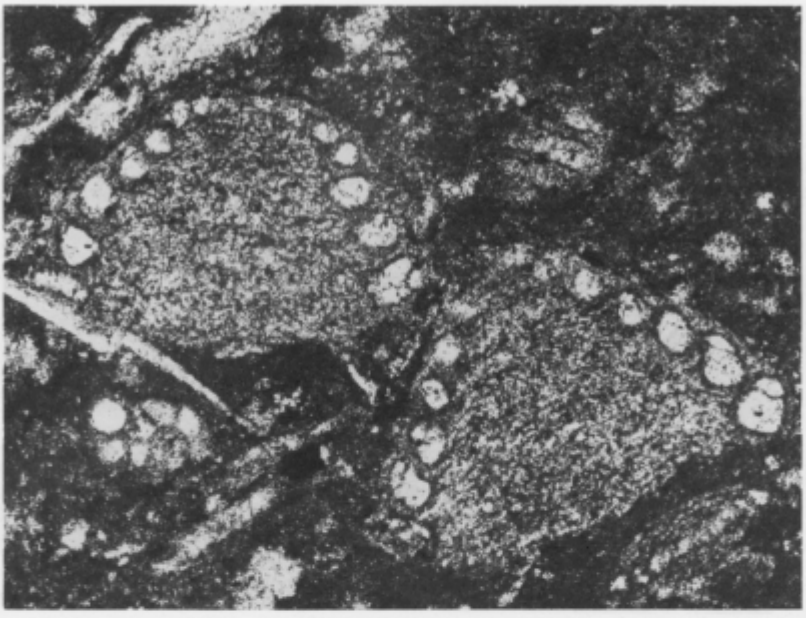
Ladinische Gesteine in etwas anderer Ausbildung kommen auch auf dem Mežaklja-Plateau und im nordwestlichen Teil des untersuchten Pokljuka-Plateau vor. Dort konnten jedoch Schichten mit zahlreichen Muscheln, Kalke und Mergel mit Trocholinen und Involutinen, Korallen »patch reefs« sowie auch Vulkanite und deren Tuffe nicht nachgewiesen werden. Ein Vorkommen von pietra verde wurde gefunden. Vulkanite und deren Tuffe kommen erst im Gebiet von Grabče vor.

Viele Ladin-Kalke wurden auf Conodonten untersucht, jedoch keine Probe lieferte charakteristische und stratigraphisch brauchbare Plattformconodonten. Die damaligen ökologischen Bedingungen waren anscheinend lebensfeindlich bzw. nicht gut geeignet für die Conodonten.

Tabla 1 – Tafel 1

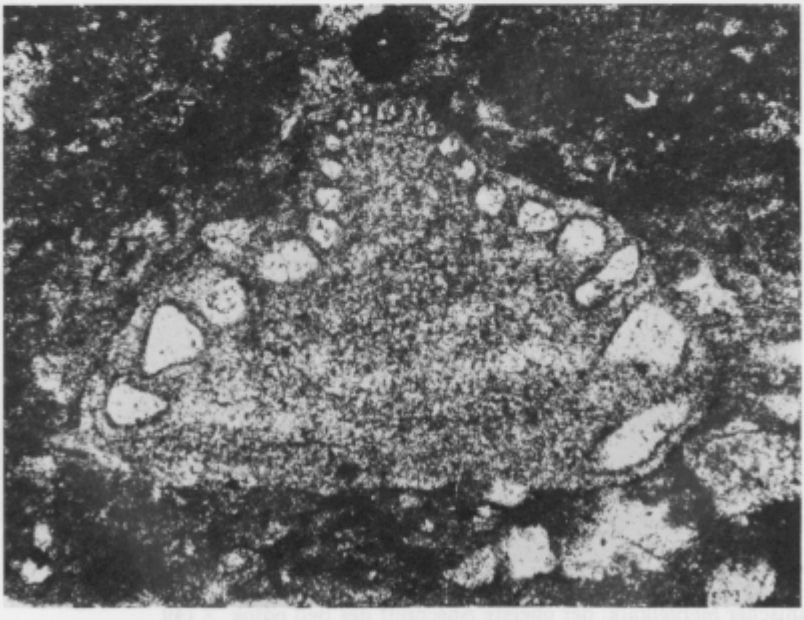
1 *Trocholina* sp. A.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok (des Weissen Baches). × 140

2 *Trocholina* sp. B.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok. × 140



1

2



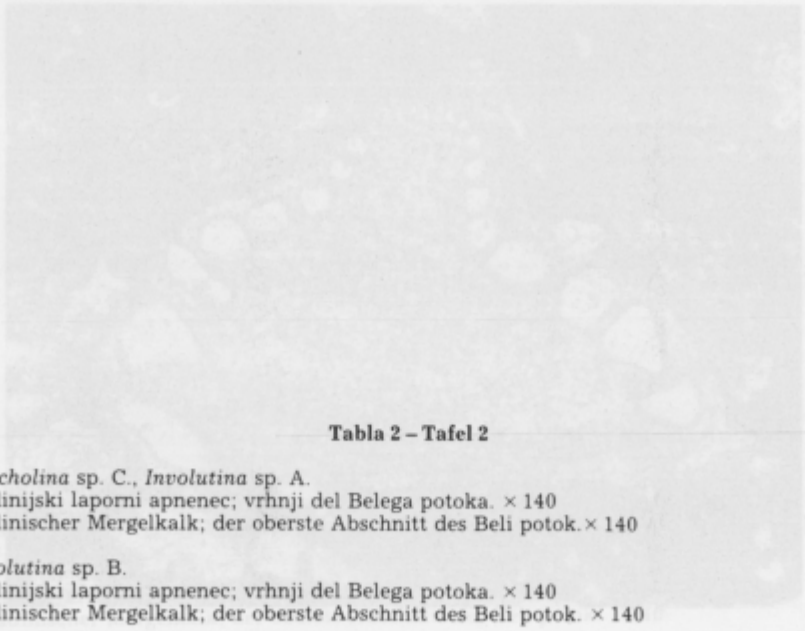
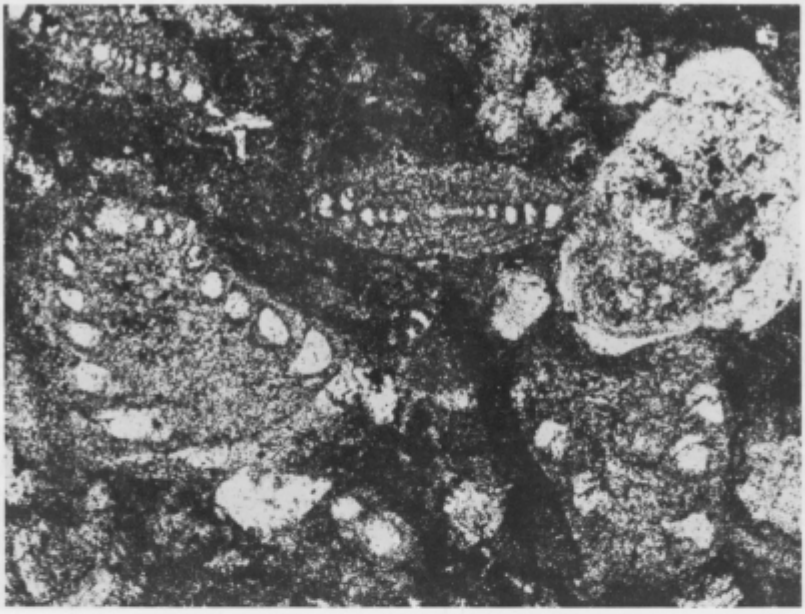


Tabla 2 – Tafel 2

1 Trocholina sp. C., *Involutina* sp. A.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok. × 140

2 Involutina sp. B.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok. × 140



1

2

Tabla 3 – Tafel 3

1 *Trocholina* sp. D.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok. × 140

2 *Trocholina* sp. E.
Ladinijski laporni apnenec; vrhnji del Belega potoka. × 140
Ladinischer Mergelkalk; der oberste Abschnitt des Beli potok. × 140

3 *Myophoria woehrmanni* Bittner
Leva lupina. × 5
Linke Klappe. × 5

4 *Myophoria woehrmanni* Bittner
Desna lupina. × 5
Rechte Klappe. × 5

5 Pektenidna školjka A. × 2,5
Pectenide Muschel A. × 2,5

6 Pektenidna školjka B. × 2,5
Pectenide Muschel B. × 2,5

7 Pektenidna školjka C. × 2,5
Pectenide Muschel C. × 2,5

3–7 Ladinijski laporni apnenec iz vrhnjega dela Belega potoka
Ladinischer Mergelkalk im obersten Abschnitt des Beli potok

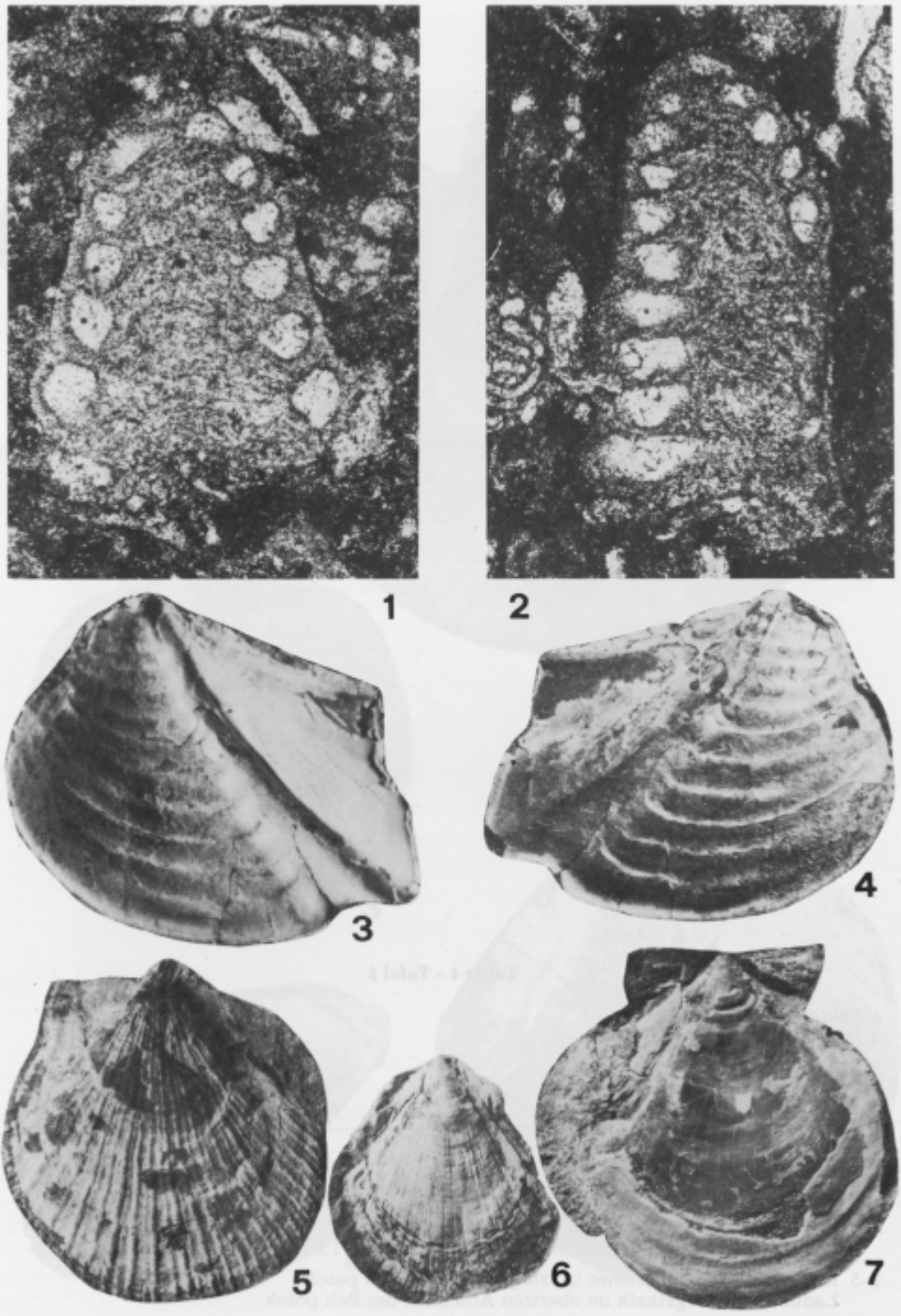

1
2
3
4
5
6
7

Tabla 4 – Tafel 4

1 Pektenidna školjka D. × 5
Pectenide Muschel D. × 5

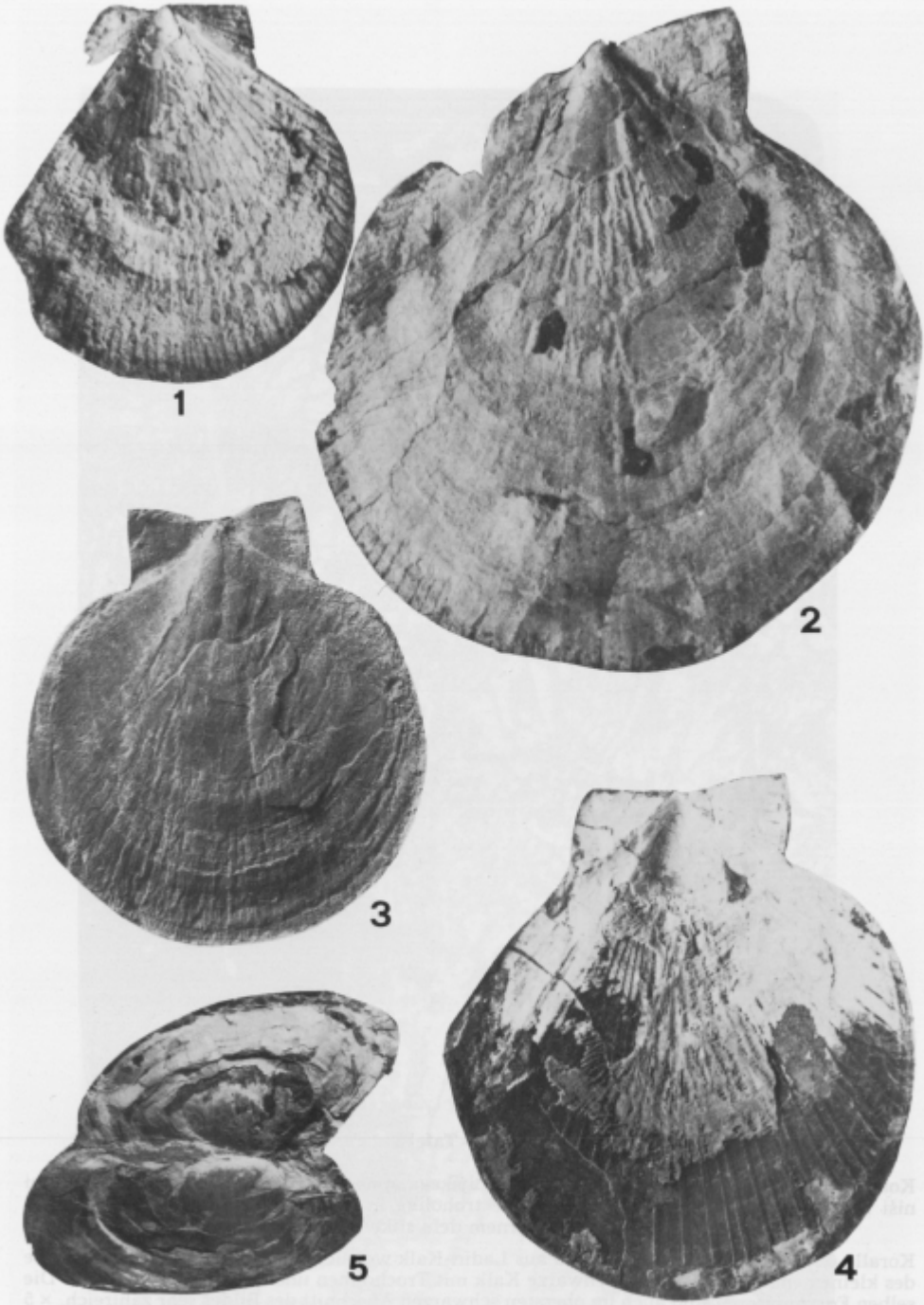
2 Pektenidna školjka E. × 3
Pectenide Muschel E. × 3

3 Pektenidna školjka F. × 2,5
Pectenide Muschel F. × 2,5

4 Pektenidna školjka G. × 2,5
Pectenide Muschel G. × 2,5

5 Porcelanasti lupini školjke tipa *Trigonodus*. × 1,5
Porzellanartige Muschelschalen von Typ *Trigonodus*. × 1,5

1–5 Ladinijski laporni apnenec iz vrhnjega dela Belega potoka
Ladinischer Mergelkalk im obersten Abschnitt des Beli potok


1
2
3
4
5

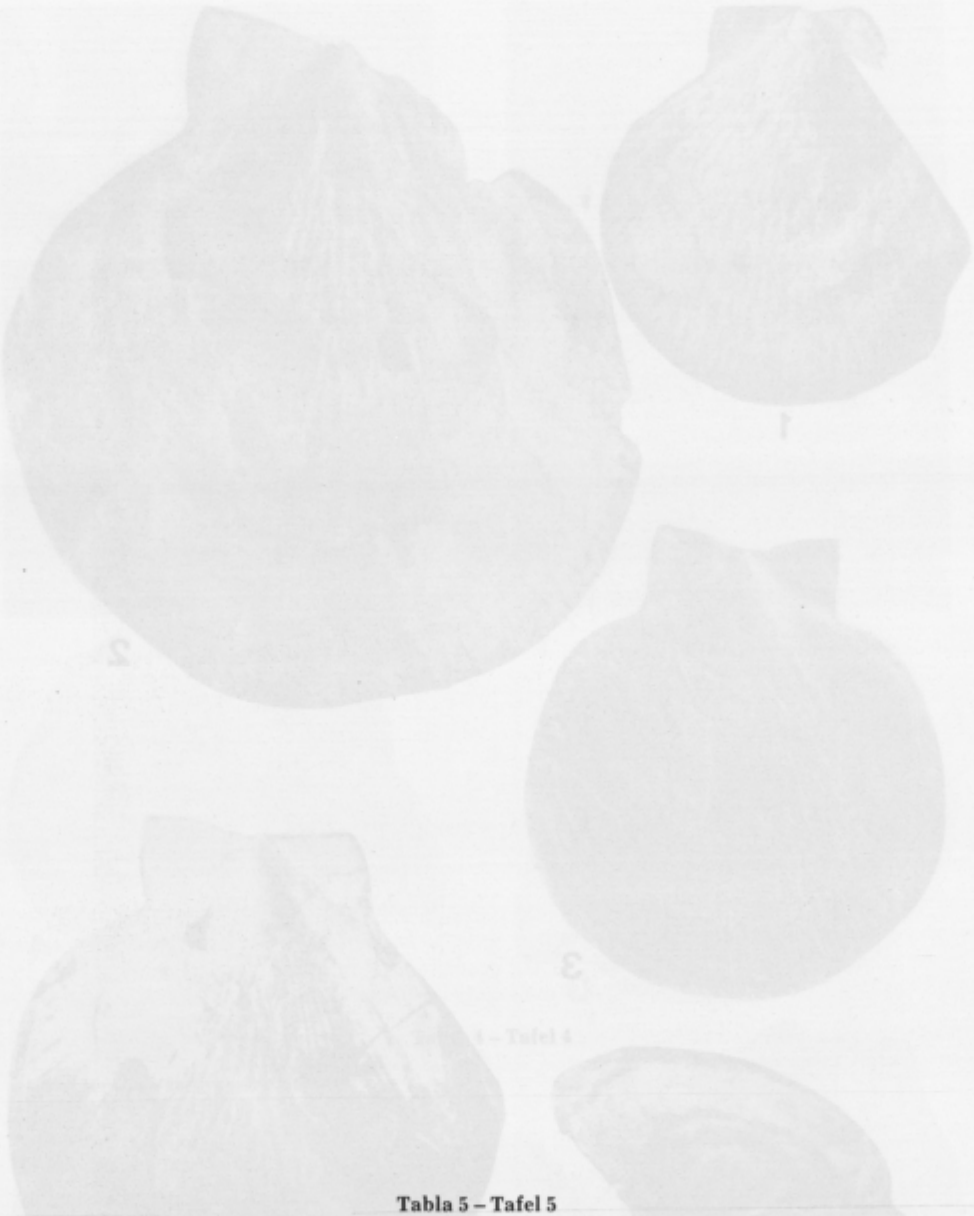


Tabla 5 – Tafel 5

Korala »*Isastraea esinensis*« Stoppani iz ladinijskega apnenca zahodno od Smrajke; a: v črni niši na levi spodnji strani slike so številne troholine in involutine, pogostne prav tako na vrhnjem črnem delu slike. × 5

Koralle »*Isastraea esinensis*« Stoppani aus Ladin-Kalk westlich von Smrajka; a: in der Nische des kleinen »patch reef« ist der schwarze Kalk mit Trocholinen und Involutinen überfüllt. Die selben Foraminiferen sind auch im obersten schwarzen Abschnitt des Bildes sehr zahlreich. × 5

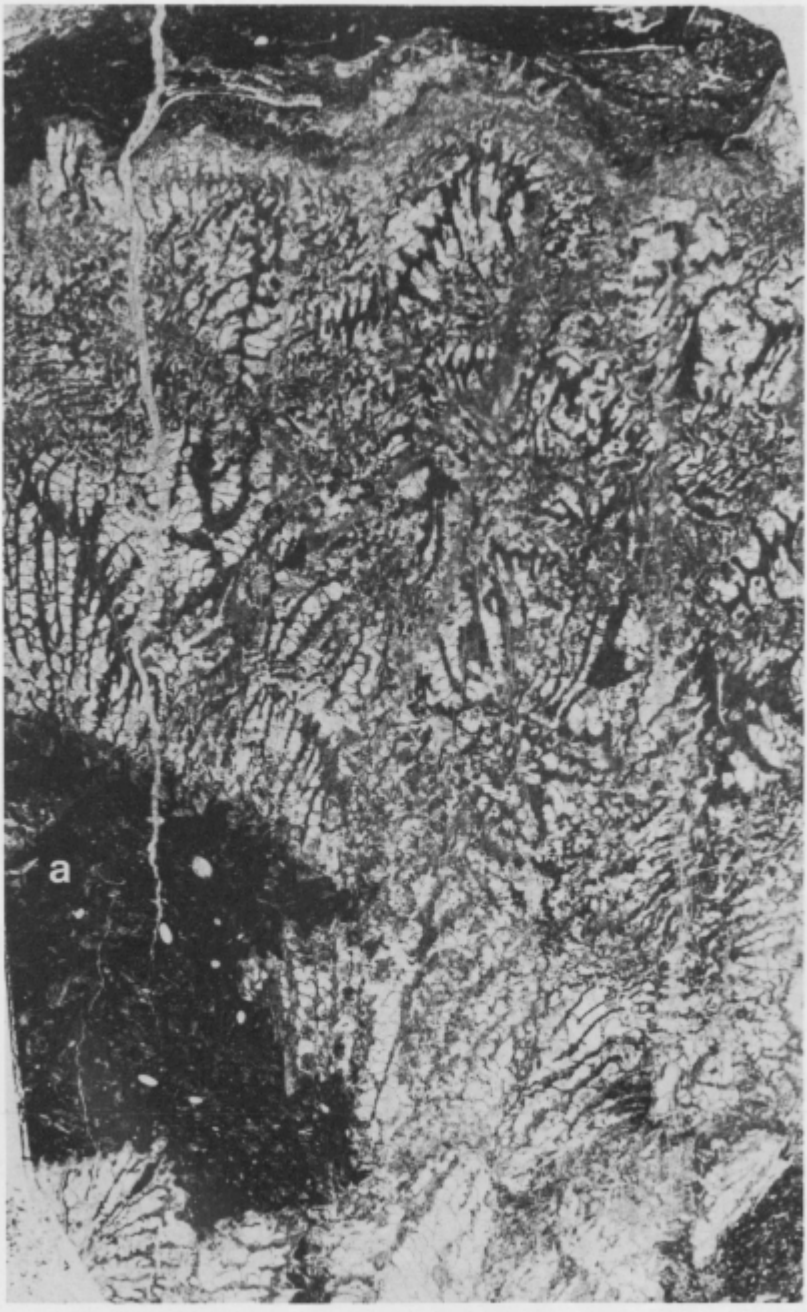
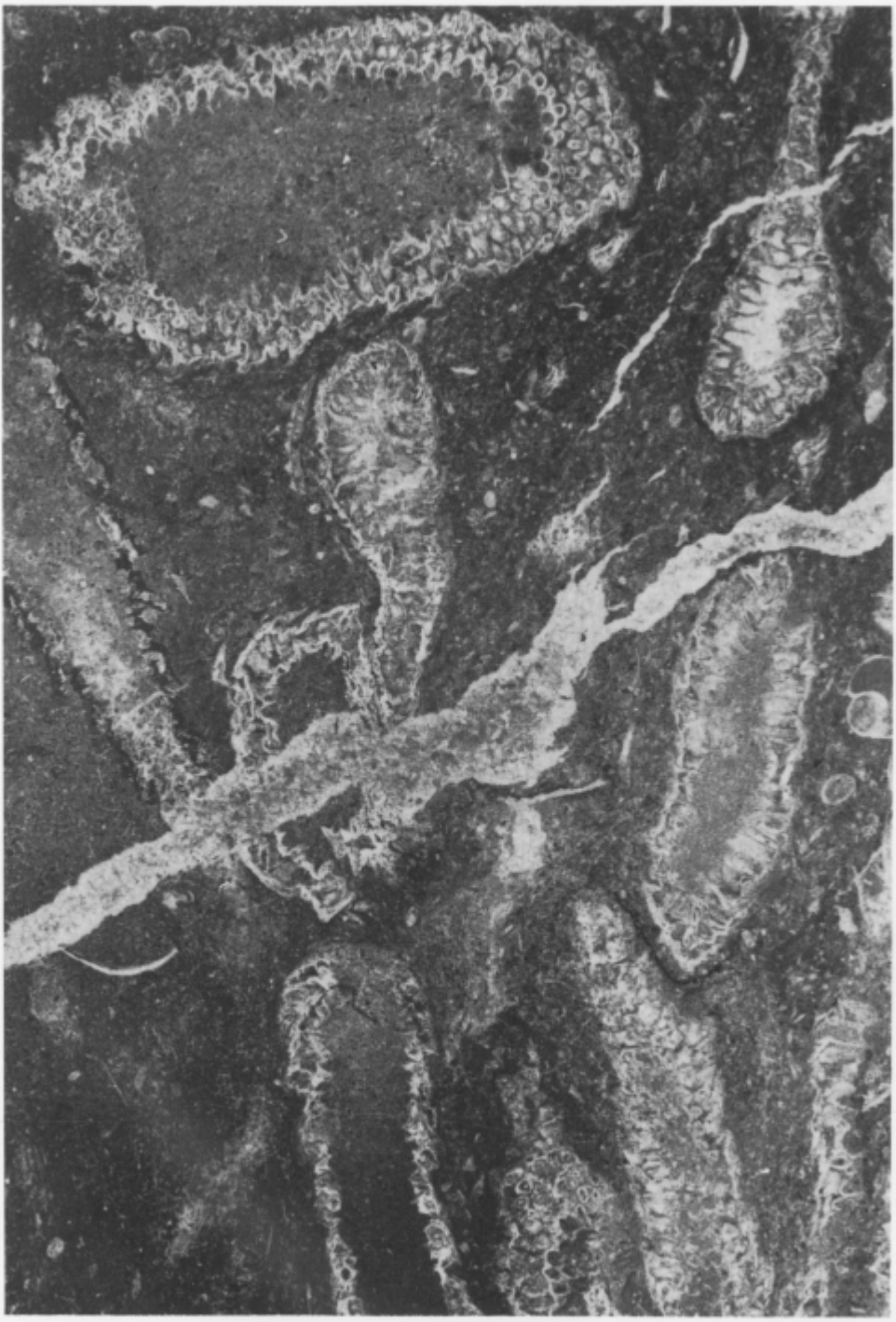

a

Tabla 6 – Tafel 6

Ladinijski algalni apnenec iz vrhnjega dela Belega potoka *(Teutloporella sp.)*. × 5,5
Ladinischer Algenkalk im obersten Abschnitt des Beli potok *(Teutloporella sp.)*. × 5,5

Vse slike M. Grm
Photo M. Grm



Literatura

Buser, S. 1980, Osnovna geološka karta 1:100 000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt). Zvezni geološki zavod Beograd, 62, 62 p., Beograd.

Buser, S. & Cajhen, J. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, Celovec (Klagenfurt). Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Bohinec, V. 1935, K morfologiji in glaciologiji rateške pokrajine. Geogr. vestnik *11*, 100–132, Ljubljana.

Diener, C. 1884, Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der Julischen Alpen. Jb. Geol. Reichsanst. *34*, 659–706, Wien.

Grafenauer, S. 1980, Petrologija triadnih magmatskih kamnin na Slovenskem. Dela SAZU, IV. razr. *25*, 220 p., 38 tabel, Ljubljana.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien *6*, 61-165, Taf. (1)III, (2)IV, Wien.

Peters, K. 1856, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. Jb. Geol. Reichsanst. 7, 629–691, Wien.

Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik *2*, 139–171, Ljubljana.

Rakovec, I. 1951, K paleogeografiji Julijskih Alp. Geogr. vestnik *23*, 109–135, Ljubljana.

Ramovš, A. 1985, Geološke raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratigrafski razvoj. Jeklo in ljudje. Jeseniški zbornik *5*, 391–428, Jesenice.

Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1979, Ladinijske konglomeratne breče na Vršiču in njih permijski ter triasni mikrofosili. RMZ *26*, 155–165, Ljubljana.

Rokopisna geološka karta lista Radovljica, 1:75 000. Geol. Reichsanst. Wien. Po originalnih kartiranjih F. Tellerja (1900–1912), F. Kossmata (1913), F. Härtla (1920) in O. Ampfererja (1910) je karto sestavil H. Vetters leta 1933.

Teller, F. 1910a, Geologie des Karawankentunnels. Denkschr. Math.-naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Wien *82*, 143–250, 3 Taf., Wien.

Teller, F. 1910b, Jahresbericht des Direktors. Verh. Geol. Reichsanst., 14–16, Wien.

Winkler-Hermaden, A. 1936, Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen I. Geol. Rundschau *27*, 156–195, Taf. 2–3, Stuttgart.

GEOLOGIJA *31, 32*, 267–284 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.761.243.244(497.12)=863

Kotna tektonsko-erozijska diskordanca v rudiščnem delu idrijske srednjetriasne tektonske zgradbe

Angular tectonic-erosional unconformity in the deposit's part of the Idrija Middle Triassic tectonic structure

Jože Čar
Rudnik živega srebra Idrija, Raziskovalna enota, Kapetana Mihevca 15, 65280 Idrija

Kratka vsebina

Z najdbo združbe za anizij značilnih foraminifer, med njimi tudi vrsto *Meandrospira dinarica*, je bila dokazana anizijska starost dolomita, ki leži v rudiščnem delu idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema na erodiranih paleozojskih in različnih spodnje in srednjetriasnih kamninah. Dolomit z vrsto *Meandrospira dinarica* je tudi z zgornje strani omejen z izrazito erozijsko površino, ki jo prekrivajo značilne, litološko pisano razvite kamnine ladinijske starosti in cordevolski dolomit. Omenjene strukturne in sedimentacijske razmere dokazujejo v okviru idrijske tektonske faze dve erozijski obdobji. V prvem obdobju, odvijalo se je v srednjem aniziju, so bile v območju idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema odstranjene anizijske, vse skitske, permske in del permokarbonskih kamnin. Sledila je kratkotrajna transgresija in odložitev dolomita z vrsto *Meandrospira dinarica*. Drugo erozijsko obdobje je potekalo v zgornjem aniziju ali spodnjem ladiniju. Odstranjen je bil anizijski dolomit, odložen nad erozijsko površino prvega erozijskega obdobja in del starejših kamnin v njegovi podlagi. Na osnovi zgornjih ugotovitev je bilo mogoče podrobno morfološko razčleniti rudiščni del idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema in oceniti velikost premikov.

Abstract

The finding of the characteristic Anisian Foraminifera with *Meandrospira dinarica* proves the Anisian age of the dolomite beds within the ore deposit's part of the Middle Triassic Idrija tectonic structure, which overlies the eroded Paleozoic and various Lower- and Middle Triassic rocks. The dolomite beds with *Meandrospira dinarica* exhibits also on its upper side a characteristic erosional surface, upon which characteristic and lithologically variegated rocks of the Ladinian stage and the Cordevolian dolomite came to rest. This structural and sedimentary evidence attest to two erosion episodes in the framework of the Idria tectonic event. During the first period encompassing the Middle Anisian time, the Anisian, Scythian, Permian and part of the Permo-Carboniferous beds of the Middle Triassic Idria tectonic structure were removed. A short-lived transgression with sedimentation of the *Meandrospira dinarica* dolomite followed. The next erosion period took place during the Upper Anisian or the Lower Ladinian times. The Anisian dolomite which sedimented upon the erosional surface of the first erosion cycle was removed, with part of the underlying older beds included. These findings rendered possible a detailed morphological analysis of the deposit's part of the tectonic structure and the assessment of displacements along faults.

Uvod

Pogoji za rekonstrukcijo idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema, v katerem je nastalo živosrebrno rudišče, so dozoreli pred dobrimi petnajstimi leti. V letih 1970 in 1976 smo dosegli največjo stopnjo odprtosti rudišča v vsej njegovi zgodovini. Zaradi izrednega obsega odkopnih, odpiralnih in raziskovalnih rudarskih del, okoli 150 km stalno vzdrževanih rovov in čez 100 km raziskovalnih vrtin, ki so bile izdelane v letih 1961 do 1977, se je nabralo v arhivu rudniške geološke službe izjemno število podatkov o litološkem razvoju srednjetriasnih kamnin v rudišču in njihovih sedimentoloških posebnostih.

Skorajda nepregledno množico podatkov smo začeli urejati šele po letu 1972. Do leta 1977 smo opravili splošno rekonstrukcijo idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema, ki je slonela na genetskih, strukturnih, litoloških in sedimentoloških raziskavah. Podali smo morfologijo in obliko tektonskega sistema, opisali glavni potek njegovega nastajanja in določili triasno prostorsko lego vseh znanih rudnih teles v idrijskem rudišču (Placer & Čar, 1977). V naslednjih letih smo preučili še facialne razvoje srednjetriasnih kamnin rudišča in določili njihova sedimentacijska okolja. Ti podatki so predstavljali osnovo za določitev sedimentacijskega modela ter rekonstrukcijo morfologije in razvoja rudiščnega dela idrijskega triasnega tektonskega sistema.

V svoji razpravi objavljam del ugotovitev, ki so zbrane v moji doktorski nalogi (Čar, 1985) in doslej niso bile objavljene.

Problematika

O diskordantni legi langobardskih kamnin na starejših nagubanih in prelomljenih plasteh v idrijskem rudišču je prvi poročal Berce (1958, 1962, 1963). Predvsem zaradi napačne stratigrafske uvrstitve permokarbonskih klastitov zgornjega dela rudišča v ladinij kot »psevdoziljske plasti«, so bili njegovi sklepi o časovnem obsegu in značaju kotne tektonsko-erozijske diskordance nepravilni.

Z ugotovitvijo diskordantne lege langobardskih kamnin na anizijskem dolomitu in različno starih skitskih plasteh v idrijski jami je Mlakar (1967) podal prvo predstavo o litostratigrafskem obsegu kotne tektonsko-erozijske diskordance. Sočasno je z litološko razčlenitvijo srednjetriasnih plasti, ki jih je primerjal s številnimi profili na površini, rešil osnovne težave v zvezi z zaporedjem usedanja in relativno starostjo srednjetriasnih kamnin idrijskega rudišča. V isti razpravi je Mlakar (1967) odprl tudi nov problem. Na stiku permokarbonskih klastitov in grödenskega peščenjaka z bazalnimi langobardskimi kamninami je našel na več krajih v zgornji zgradbi rudišča rumenkast ali siv dolomit v obliki leč ali tankih dolgih plošč. Primerjal ga je z dolomitom, ki leži na zgornjeskitskem laporastem apnencu z vrsto *Natiria costata* Münster in mu glede na makroskopski videz pripisal anizijsko starost. Prav najdba dolomitnih leč je bila eden poglavitnih vzrokov, da je Mlakar (1967) stik paleozojskih klastitov in srednjetriasnih kamnin v zgornji jamski zgradbi označil kot močan, regeneriran srednjetriasni prelom.

Pri kasnejših sedimentoloških in strukturnih raziskavah (Čar, 1975; Placer & Čar, 1975, 1977) smo ugotovili, da predstavlja dolg zlepljen kontakt med permokarbonskimi klastiti in grödenskim peščenjakom na eni ter svetlo sivim dolomitom in različnimi langobardskimi litološkimi členi na drugi strani v zgornji zgradbi idrij-

skega rudišča kotno tektonsko-erozijsko diskordanco. Enak dolomit smo našli tudi v delu idrijskega rudišča, ki ga imenujemo Talnina. Tam leži na različno starih erodiranih zgornjeskitskih litoloških členih, pa tudi na anizijskem dolomitu z značilnim zgornjeskitskim laporastim apnencem v podlagi (Čar, 1975). V dolomitu nismo našli fosilnih ostankov. Soglasno s takratno časovno opredelitvijo srednjetriasne kotne tektonsko-erozijske diskordance na Idrijskem smo menili, da je dolomit langobardske starosti (Čar, 1975). S tem smo določili srednjetriasni erozijski diskordanci langobardsko starost, njen litostratigrafski obseg pa naj bi bil permokarbon-langobard.

Zgornjo časovno mejo srednjetriasne kotne tektonsko-erozijske diskordance v idrijskem rudišču je pet let kasneje opredelil Čadež (1980). Ugotovil je diskordantno lego cordevolskega dolomita na permokarbonskem skrilavcu in meljevcu. Podoben strukturni položaj cordevolskih kamnin na Idrijskem je narisan tudi na OGK, list Gorica (Buser, 1968) in opisan v tolmaču k tej karti (Buser, 1973). Na Slaniškem grebenu in Čekovniku leži cordevolski dolomit na erodiranih anizijskih plasteh.

Po splošni rekonstrukciji idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema (Placer & Čar, 1977; Čadež, 1980) je nedorečena starost dolomita, ki leži v rudišču na erodiranih različno starih kamninah, postala glavna ovira za nadaljnje poglobljeno spoznavanje strukturnih in genetskih posebnosti idrijskega rudišča. Z določitvijo njegove starosti lahko poleg litostratigrafskega obsega, razvojnih faz in starosti erozijskega obdobja določimo še morfologijo in intenzivnost tektonskih premikov v spodnjem in srednjem triasu na območju rudišča in rekonstruiramo nekatera dogajanja v idrijskem srednjetriasnem tektonskem sistemu.

Starost dolomita nad kotno tektonsko-erozijsko diskordanco

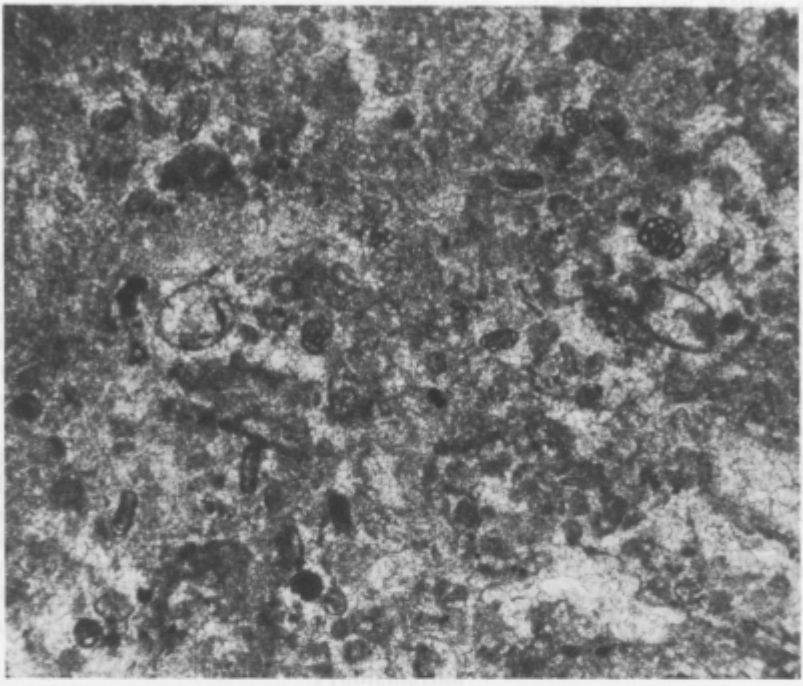
Da bi ovrgli ali potrdili domnevo o langobardski starosti svetlo sivega zrnatega dolomita nad erozijsko diskordanco v rudišču, smo leta 1976 iz problematičnega dolomita pripravili več zbruskov. Profesor dr. A. Ramovš, ki nam je določil mikrofosile (tipkano poročilo z dne 6. 4. 1976 – arhiv RŽS), je v preparatu L III A-6, ki je bil narejen iz dolomitnega klasta drsne blokovne breče iz »talninske« strukture na III. obzorju (za slepim jaškom Gostiša), ugotovil naslednje foraminifere: *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić (sl. 1), *Glomospira sinensis* Ho, *Meandrospira? deformata* Salaj, *Endothyra* cf. *salaji* Gaździcki, *Textularia* sp., *Tolypammina? gregaria* Wendt in *Erlandina* sp.

Drugi zbrusek je bil narejen iz dolomitne leče pri slepem jašku Karbon na III. obzorju (L III-B-8). V njem so bile določene: *Meandrospira dinarica*, *Glomospira* sp.; *Tolypammina* sp., *Erlandina* sp.

Na koncu kratkega poročila prof. Ramovš poudarja, da je bila v obeh zbruskih najdena *Meandrospira dinarica*, ki dokazuje anizijsko starost plasti.

Pri kasnejših raziskavah smo pripravili večje število zbruskov iz številnih odprtih presekov dolomita, ki leži jasno diskordantno na paleozojskih kamninah. Tudi te preparate je paleontološko pregledal prof. Ramovš. Za njegovo pomoč se mu prisrčno zahvaljujem.

V zbruskih, ki izhajajo iz vseh ključnih delov rudišča, je ugotovil številne dobro ohranjene ostanke za anizij značilne foraminifere vrste *Meandrospira dinarica*. Od drugih foraminifer je v zbruskih dolomita iz jame našel še naslednje: *Glomospira*



Sl. 1. Prekristaljeni foraminiferni biosparitni dolomit z vrsto *Meandrospira dinarica*, vzorec L III A-6, 25 x

Fig. 1. Recrystallized foraminiferous biosparitic dolomite with *Meandrospira dinarica*, sample L III A-6, 25 x

sinensis, *Endothyra* cf. *salaji*, *Tolypammina gregaria* in *Glomospira* cf. *densa*. Vse naštete foraminifere sestavljajo za anizij značilno združbo.

Z najdbo za anizij značilnih foraminifer, med njimi tudi vrste *Meandrospira dinarica* je bila nedvoumno dokazana anizijska starost dolomita, ki leži v idrijskem rudišču diskordantno na paleozojskih in različnih spodnje- in srednjetriasnih kamninah. Poleg v uvodnem delu zastavljenih, se s to ugotovitvijo odpirajo še naslednja zelo pomembna vprašanja:

- kotna tektonsko-erozijska diskordanca v idrijskem srednjetriasnem tektonskem sistemu, kot kaže, ni langobardske, pač pa anizijske starosti,
- verjetno je na Idrijskem erozija že v aniziju segala do permokarbonskih plasti in
- ali je idrijsko rudišče res langobardske starosti ali pa je morda nastalo vsaj delno že v aniziju?

Vsa tri zgornja vprašanja so v nasprotju z dosedanjimi ugotovitvami in ustaljenimi mnenji o razmerah v srednjem triasu na Idrijskem.

Za zanesljiv odgovor na zgornja vprašanja moramo najprej spregovoriti o dopolnjeni predstavi glede zgradbe idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema, nato pa še o nekaterih strukturnih, morfoloških in sedimentoloških posebnostih ob srednjetriasnih erozijskih površinah v različnih delih rudišča. Ti podatki bodo podkrepili sklepe o diskordantni legi anizijskega dolomita na erodiranih starejših kamninah.

Da bi dolomit nad erozijsko diskordanco ločili od anizijskega dolomita v normalni superpozicijski legi z zgornjeskitskimi kamninami, ga bomo pri nadaljnjem razpravljanju imenovali »anizijski dolomit nad srednjetriasno erozijsko diskordanco«. Sedimentološko smo ga podrobno opisali v posebni razpravi (Čar, 1989).

Zgradba idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema

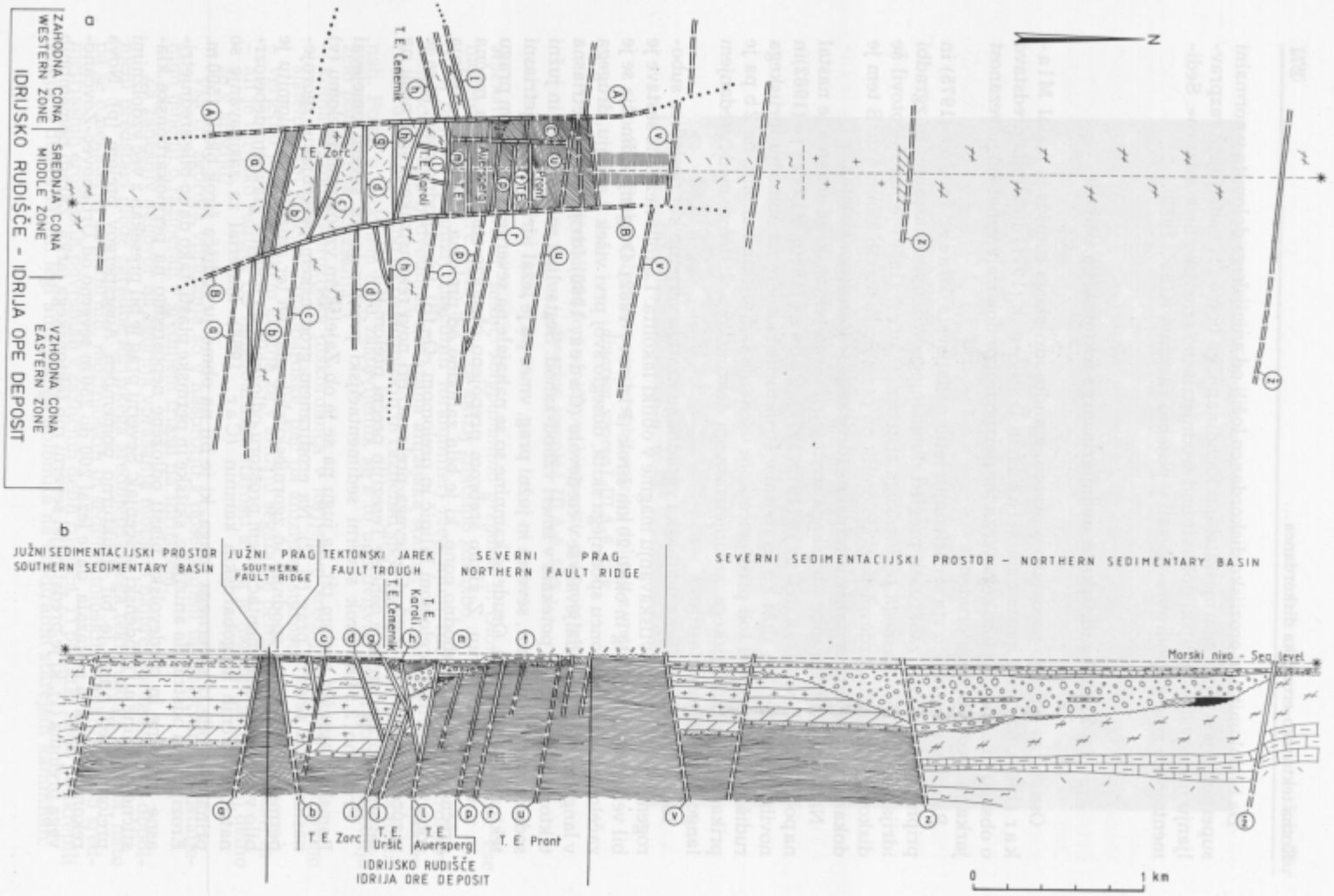
Osnove za sedanjo predstavo o prvotni zgradbi idrijskega rudišča je podal Mlakar (1967). Štiri leta kasneje sta Mlakar in Drovenik (1971) dopolnila predstavo o obsegu in obliki tektonskega jarka ter neizpodbitno dokazala genetsko povezanost jarka in živosrebrnega orudenja.

Raziskave v rudišču sta v naslednjih letih nadaljevala Placer in Čar (1975) in pripravila leta 1977 zaokrožen pregled dotedanjega védenja o nastanku in zgradbi idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema. Čadež (1980) je nato ugotovil še diskordantno lego cordevolskega dolomita na permokarbonskih kamninah. S tem je dokazal večji obseg in daljše »življenje« idrijskega tektonskega sistema.

Naslednji opis zgradbe idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema je nastal na podlagi del Placerja in Čarja (1975, 1977), Čadeža (1980), Placerja (1982) in novih ugotovitev. Na sliki 2 a so izrisane strukturne razmere na območju idrijskega rudišča in severno od tod pred pričetkom usedanja ladinijskih kamnin, na 2 b pa je prikazan profil idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema med usedanjem langobardskih piroklastitov.

Idrijska srednjetriasna tektonska zgradba je nastala verjetno kot posledica suborogenih procesov pri vtiskavanju magme v obliki lakolita. Lakolit neznane sestave je bil verjetno 35 km dolg in okoli 20 km širok (Placer, 1982). Dviganje območja se je začelo približno na koncu spodnjega skita, doseglo svoj prvi višek v aniziju, drugega v langobardu in se nadaljevalo še v cordevolu (Čadež, 1980). Idrijska srednjetriasna tektonska zgradba je potekala v smeri vzhod-zahod. Sestavljali so jo severni in južni sedimentacijski prostor, severni in južni prag, vmes pa je ležal idrijski srednjetriasni tektonski jarek (sl. 2). Orudene kamnine so se nahajale na severnem in južnem pragu in v tektonskem jarku. Z živim srebrom prepojeno območje sta delila dva močna prečna preloma v zahodno cono, ki je bila zahodno od preloma Filipič (A), srednja cona je ležala med prelomom Filipič in prelomom »O« (B), ter vzhodno cono, ki se je razprostirala vzhodno od »O«-jevega preloma. Pri novi rekonstrukciji smo našli na severnem pragu srednje cone še Terezijin prečni prelom (C), (sl. 2).

Približno 3,5 km širok severni sedimentacijski prostor je na severu omejeval Lomsko-Zavraški prelom (ž), na jugu pa se je ob Zajelškem vzdolžnem prelomu (v) naslanjal na severni prag (sl. 2). Na erodiranem grödenskem peščenjaku, zgornjepermskem dolomitu, spodnje- in zgornjeskitskih plasteh ter anizijskem dolomitu je bilo v severnem sedimentacijskem prostoru odloženih do 650 m v glavnem debelozrnatih klastičnih langobardskih kamnin (Čar, 1968). Material za zasipavanje so prinašale vode iz severnega praga, ki je bil na območju rudišča širok okoli 1500 m. Erozija je tu odstranila anizijske, skitske in permske plasti, tako da so bile srednjetriasne kamnine in cordevolske plasti odložene neposredno na permokarbonske klastične kamnine ali grödenski peščenjak. Severni prag je bil presekan z več vzdolžnimi prelomi; med njimi je bil strukturno pomemben Auerspergov prelom (p). Nova rekonstrukcija je pokazala, da je ležal 200 do 250 m severno od Urbanovec-Zovčanovega preloma (1), ki je predstavljal severni rob tektonskega jarka. Zaradi pomembnih


a
ZAHODNA CONA
WESTERN ZONE
SREDNJA CONA
MIDDLE ZONE
VZHODNA CONA
EASTERN ZONE
IDRIJSKO RUDIŠČE - IDRIJA OPE DEPOSIT
T.E. Zorc
T.E. Čenemik
T.E. Karoli
T.E. Auersperg
T.E. Pront
N
b
JUŽNI SEDIMENTACIJSKI PROSTOR
SOUTHERN SEDIMENTARY BASIN
JUŽNI PRAG
SOUTHERN FAULT RIDGE
TEKTONSKI JAREK
FAULT TROUGH
SEVERNI PRAG
NORTHERN FAULT RIDGE
SEVERNI SEDIMENTACIJSKI PROSTOR - NORTHERN SEDIMENTARY BASIN
T.E. Čenemik
T.E. Karoli
Morski nivo - Sea level
T. E. Zorc
T.E. Uršič
T.E. Auersperg
T. E. Pront
IDRIJSKO RUDIŠČE
IDRIJA ORE DEPOSIT
0
1 km

Sl. 2. Zgradba idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema. Dopolnjeno po Placerju in Čarju (1977) ter Čadežu (1980)

Fig. 2. Structure of the Middle Triassic tectonic structure. Completed according to Placer and Čar (1977), and Čadež (1980)

razlik v sedimentaciji srednjetriasnih plasti severno in južno od Auerspergovega preloma uvajamo dve novi tektonski enoti. Auerspergova tektonska enota je zavzemala južni del severnega praga. Omejevala sta jo Urbanovec-Zovčanov prelom na južni ter Auerspergov prelom na severni strani. Prontarska tektonska enota je bila severno od Auerspergovega preloma in se je razprostirala do močnejših prontarskih prelomov (u), ki jih je predvideval Čadež (1980) severno od danes znanega dela rudišča pod Prontom (sl. 2). Pri novi rekonstrukciji srednjetriasnih razmer smo našli na severnem pragu še več vzdolžnih prelomov. Za nastanek bogatih rudnih teles v plasteh skonca so posebno pomembni Guglerjev (m), Kropáčev (r) in Ziljski (t) prelom (sl. 2).

Južno od severnega praga je ležal idrijski srednjetriasni tektonski jarek, ki sta ga s severne strani omejevala Urbanovec-Zovčanov prelom (1), z južne pa Veharški prelom (b). Znotraj jarka so se od severa proti jugu vrstile Karolijeva, Čemernikova, Uršičeva in Zorčeva tektonska enota. Ločevali so jih Karolijev (h), Čemernikov (g) in Grüblerjev prelom (i). Blok močno pretrtega anizijskega dolomita, ki gradi podlago Karolijeve tektonske enote, predstavlja nagloblje pogreznjeni del v idrijskem tektonskem jarku. Anizijski dolomit Karolijeve tektonske enote sta delila dva prečna preloma na zahodno, srednjo in vzhodno cono. V Čemernikovi tektonski enoti so pod diskordanco ohranjeni anizijski dolomit in različni skitski litološki členi. Iste kamnine najdemo tudi na območju 700 m široke Zorčeve tektonske enote (sl. 2).

Idrijski srednjetriasni tektonski jarek se je razprostiral v smeri vzhod-zahod. Doslej smo ga rekonstruirali na dolžini 19 km, in sicer med Vojskim in Rovtami. Njegova celotna dolžina še ni znana, vendar verjetno ni bil bistveno daljši (Placer & Čar, 1977).

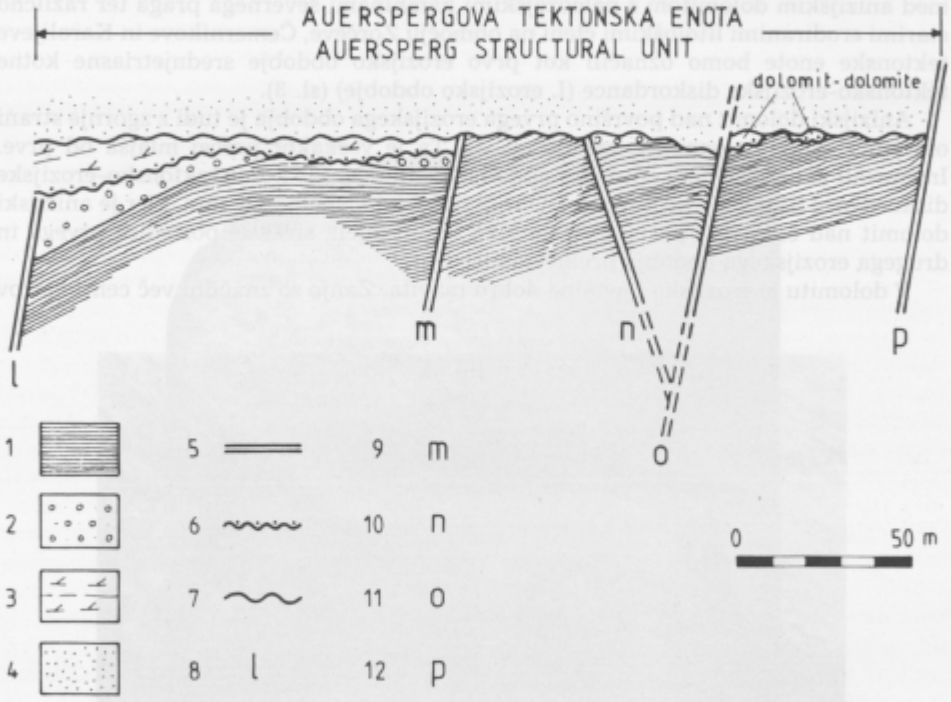
Zorčeva tektonska enota se je na južni strani naslanjala ob Veharškem prelomu (b) na južni permokarbonski prag, ki je bil na območju rudišča širok le 50 do 100 m, proti vzhodu pa se je širil. Na drugi strani ga je od južnega sedimentacijskega prostora omejeval vzdolžni Zagodov prelom (a). Iz podatkov vrtanja vemo, da so bile langobardske kamnine v južnem sedimentacijskem prostoru odložene na erodiranem zgornjeskitskem dolomitu. Pri kasnejših tektonskih dogajanjih je bil dobršen del južnega sedimentacijskega prostora odrezan ob narivni ploskvi, dvignjen in erodiran, tako da danes ni mogoče rekonstruirati njegove prvotne oblike in obsega.

Diskordantna lega srednjetriasnih plasti v idrijskem rudišču

Srednjetriasna tektonsko-erozijska diskordanca je zagotovo najpomembnejši in najatraktivnejši strukturni fenomen idrijskega tektonskega sistema. Opazujemo jo v vseh enotah nekdanjega tektonskega sistema, ki so se ohranile v današnji zgradbi idrijskega rudišča, in sicer na južnem pragu in Zorčevi tektonski enoti (Talnina), Čemernikovi, Karolijevi, Auerspergovi (južni del severnega praga) in Prontarski (severni del severnega praga) tektonski enoti (sl. 2). Značaj in izrazitost erozijske diskordance se od lokacije do lokacije močno spreminjata, in to predvsem v odvisnosti od litološke sestave erodirane podlage in bazalnih kamnin (Čar, 1989). Razumljivo je, da ni mogoče popisati vseh številnih posebnosti, ki karakterizirajo to izredno močno stratigrafsko vrzel. Starejše podatke (Mlakar, 1967; Čar, 1975) bomo dopolnili s pregledom erodiranih litostratigrafskih členov v različnih delih rudišča, našteli vse srednjetriasne bazalne kamnine in omenili nekatere pojave v zvezi z nastankom kotne tektonsko-erozijske diskordance.

Najprej bomo pojasnili razmere v Auerspergovi in Prontarski tektonski enoti (severni prag) (sl. 3), kjer je stanje najbolj ilustrativno in nudi osnovo za razlago pojavov v drugih delih rudišča.

Na južnem obrobju Auerspergove tektonske enote (južni del severnega praga) (sl. 3) leži neposredno na permokarbonskih klastitih in grödenskem peščenjaku do 20 cm skoraj črnega dolomitnega glinastega skrilavca ali dolomitnega laporovca, nato pa do največ 16 m anizijskega dolomita nad srednjetriasno erozijsko diskordanco. Proti severu se dolomitne plasti postopno tanjšajo (Čar, 1989). Južno od Auerspergovega preloma najdemo le še posamezne erozijske leče srednjetriasnega dolomita (sl. 3). Diskordantna površina je v permokarbonskih klastitih manj izrazita, v grödenskem peščenjaku pa opazujemo široke zaobljene žlebičaste zajede. Zanimivo je, da ločijo



Sl. 3. Leče anizijskega dolomita nad srednjetriasno erozijsko diskordanco

1 Permokarbonski klastiti; *2* Grödenski peščenjak; *3* Anizijski dolomit nad srednjetriasno tektonsko-erozijsko diskordanco; *4* Langobardske kamnine; 5 Srednjetriasni normalni prelom; *6* Površina prvega erozijskega obdobja; 7 Površina drugega erozijskega obdobja; *8* Urbanovec-Zovčanov prelom; *9* Guglerjev prelom; *10* Logarjev prelom; *11* Bajtov prelom; *12*Auerspergov prelom

Fig. 3. Lences of Anisian dolomite above the Middle Triassic erosional unconformity

1 Permo-Carboniferous clastic rocks; *2* Gröden sandstone; *3* Anisian dolomite above the Middle Triassic erosional-tectonic unconformity; *4* Langobardian rocks; 5 Middle Triassic normal fault; *6* Surface of the first erosional period; 7 Surface of the second erosional period; *8* Urbanovec-Zovčan fault; *9* Gugler fault; *10* Logar fault; *11* Bajt fault; *12* Auersperger fault

ponekod anizijski dolomit nad erozijsko diskordanco od erodirane paleozojske podlage le milimetrske skrilave prevleke. V takih primerih lahko rečemo, da predstavlja bazalno kamnino dolomit, kar je s sedimentološke plati vsekakor zanimivo. Pri tem je kontakt med paleozojskimi kamninami in dolomitom močno sprijet, spodnja površina kompaktnega in nepretrtega dolomita pa drobno nazobčana. Več vzorcev smo vzeli tako, da je bil na spodnji strani dolomita še prilepljen skrilavec ali dolomitni laporovec. Mikroskopske preiskave so pokazale, da leži neposredno na drobnozrnatih bazalnih klastitih največkrat peščeni in zaglinjeni algni biolitit z dobro ohranjeno stromatolitno strukturo (Čar, 1989). Tu in tam je najnižji del dolomita zgrajen iz intraformacijske breče z inkrustiranimi dolomitnimi intraklasti. Ugotovljene sedimentološke značilnosti dokazujejo diskordantno lego obravnavanega dolomita v zgornjem delu rudišča na paleozojskih klastitih (Čar, 1989). Opisani erozijski stik med anizijskim dolomitom s paleozojskimi kamninami severnega praga ter različno starimi erodiranimi litološkimi členi na območju Zorčeve, Čemernikove in Karolijeve tektonske enote bomo označili kot prvo erozijsko obdobje srednjetriasne kotne tektonsko-erozijske diskordance (I. erozijsko obdobje) (sl. 3).

Anizijski dolomit nad površino prvega erozijskega obdobja je tudi z zgornje strani omejen z izrazito erozijsko vrzeljo (sl. 4). Ta je vsekakor precej mlajša od prve. Imenovali jo bomo drugo erozijsko obdobje srednjetriasne kotne tektonsko-erozijske diskordance (II. erozijsko obdobje). Obe obdobji lahko ločimo le tam, kjer je anizijski dolomit nad erozijsko površino prve faze še ohranjen, sicer se posledice prvega in drugega erozijskega obdobja prekrivajo (sl. 3).

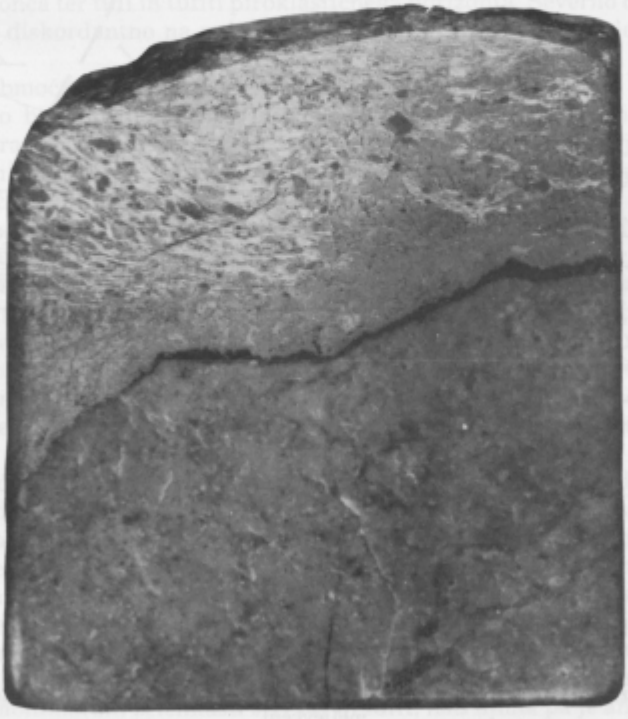
V dolomitu je erozijska površina dobro razvita. Zanjo so značilni več centimetrov

Sl. 4. Presek površine drugega srednjetriasnega erozijskega obdobja. Več centimetrov globoki erozijski žepi v brečastem anizijskem dolomitu so zapolnjeni s kaolinitnim peščenjakom. Odkopno polje Vsi sveti IV/4

Fig. 4. Surface cross-section of the second Middle Triassic erosion period. Several cm deep erosion pockets in breccia of Anisian dolomite are filled up by kaolinitic sandstone. Mine field Vsi sveti IV/4

do več decimetrov globoki korozijski žepi, zapolnjeni s kaolinitnim meljevcem ali peščenjakom s tokovno teksturo (sl. 4). Kjer so kaolinitne kamnine odložene na dolomitu, je lahko kaolinitni material infiltriran več centimetrov v podlago, v dolomitno brečo pa celo več decimetrov. Neposredno na erodirani površini opazujemo ponekod prevleke iz kremenovo-dolomitnega muljevca, glinastega bituminoznega materiala ali pa do 1,5 dm debele plasti sindiagenetskega pirita. Pirit običajno nadomešča vse različke kaolinitnih kamnin kot tudi dolomitne ekstraklaste (sl. 5).

O dogajanju v drugem srednjetriasnem erozijskem obdobju nam govore tudi nekateri pojavi v dolomitu in ob diskordantni ravnini prvega erozijskega obdobja. V zbrusku L III C 1-K sta dve različni votlinici. Prva predstavlja značilno zgodnjediagenetsko izsušitveno poro. Zapolnjena je z geopetalnim internim mikritnim sedimentom in debelozrnatim sparitom. Druga votlinica je epigenetskega nastanka in



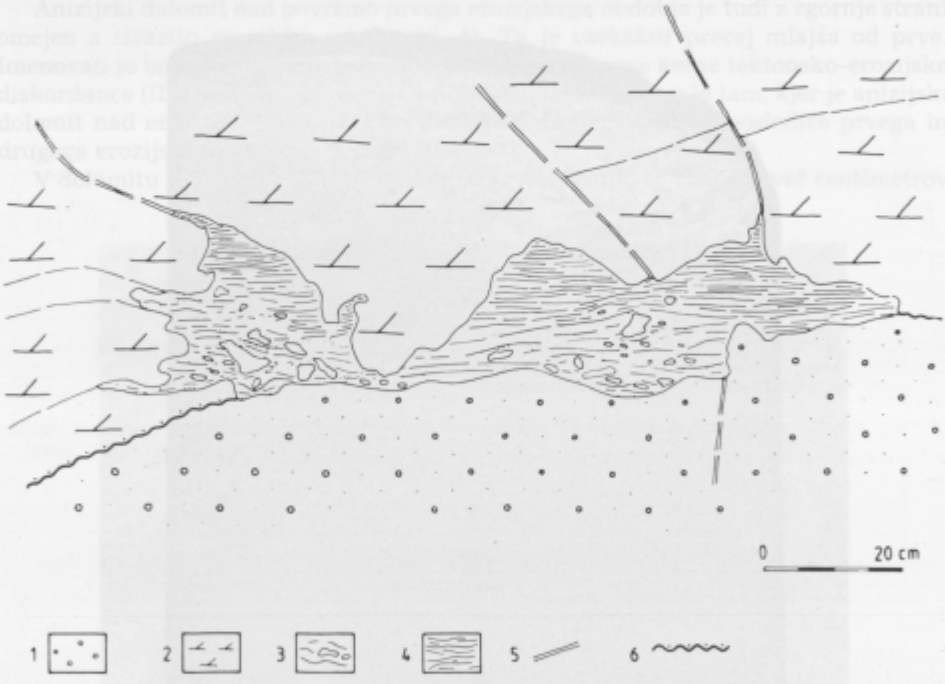
Sl. 5. Drugo erozijsko obdobje. Sindiagenetski pirit nadomešča prodnato debelozrnato kaolinitno kamnino. Nekoliko pomanjšano. Odkopno polje Avgust IV/5

Fig. 5. Second erosion period. Syndiagenetic pyrites replace coarse grained pebbly kaolinite rock. A little deminished. Mine field Avgust IV/5

ima prav tako geopetalno zapolnitev. Njen spodnji del zapolnjujejo kaolinit, na njem leži drobnozrnat dolomit in drobir, preostali del votlinice pa zapolnjuje debelozrnat sparit. Geopetalni teksturi oklepata kot približno 25°, kar predstavlja pravi kot nagiba dolomitnih kamnin na območju Auerspergove tektonske enote v drugem srednjetriasnem erozijskem obdobju.

Poleg korozijskih votlinic v dolomitu smo našli skromne paleokraške pojave tudi ob diskordantni ravnini prvega erozijskega obdobja. To kaže, da je bil anizijski dolomit nad srednjetriasno erozijsko diskordanco v drugem erozijskem obdobju dvignjen dovolj visoko nad erozijsko bazo, da je lahko nastopilo zakrasevanje. Manjši paleokraški kanal smo opazili na III. obzorju za slepim jaškom Leithner. Nastal je v dolomitu neposredno nad neprepustnim grödenskim peščenjakom. Zapolnjen je s temno sivim do črnim laminiranim prodnatim peščenim meljevcem (sl. 6). Rentgenska difrakcija meljevca je prikazana v tabeli 1.

Glede na sestavo meljevca sodimo, da je potekalo zakrasevanje dolomita v drugem erozijskem obdobju, zapolnjevanje kraških votlinic pa v obdobju usedanja kaolinitnih plasti.



Sl. 6. Korozijska votlinica, zapolnjena s prodnatim, peščenim kremenovo-koalinitnim meljevcem

1 Grödenski peščenjak; *2* Anizijski dolomit nad srednjetriasno erozijsko diskordanco; *3* Prodnati peščeni meljevec; *4* Meljevec; *5* Triasna razpoka; *6* Površina prvega srednjetriasnega erozijskega obdobja

Fig. 6. Corrosion vug filled with pebbly, sandy quartz-kaolinitic siltstone

1 Gröden sandstone; *2* Anisian dolomite above the Middle Triassic erosional-tectonic unconformity; *3* Pebbly-sandy siltstone; *4* Siltstone; *5* Triassic fissure; *6* Surface of the first erosional time – Middle Triassic erosional-tectonic unconformity

Tabela 1. Mineralna sestava meljevca v korozijski votlinici
Table 1. Mineral composition of siltstone in corrosion vug

Vzorec Sample	Kaolinit Kaolinite	Kremen Quartz	Dolomit Dolomite	Illit/Muskovit Illite/Muscovite	Pirit Pyrite	Ostali Others
L/R-1	30-50 %	10-30 %	5-10 %	5-10 %	5-10 %	0 %

Na preostalih delih Auerspergove tektonske enote, kjer anizijski dolomit nad erozijsko diskordanco ni ohranjen, prekrivajo permokarbonske klastite različne kaolinitne kamnine.

V erozijskih kanalih prontarskega tektonskega bloka opazujemo ponekod na erodiranih paleozojskih kamninah od nekaj centimetrov do največ 2 m različnih kaolinitnih kamnin ali pa značilen dolomitni konglomerat (sl. 7). Na permokarbonskih grebenih med erozijskimi kanali nalagajo na erodirano podlago različni litološki členi plasti skonca ter tufi in tufiti piroklastičnega horizonta. Severno od prontarskih prelomov leži diskordantno na paleozojskih klastitih cordevolski dolomit (Čadež, 1980).

Najnižja območja centralnega dela tektonske enote Karoli (Čar, 1975, sl. 7) po letu 1970 niso bila dostopna, zato ni bilo mogoče ugotoviti, kateri langobardski sedimenti so razviti neposredno nad diskordanco. V višini X. obzorja, kjer je bilo v zadnjih letih najnižje dostopno mesto območja Karoli, je že razvita muljasta blokovna breča ladinijske starosti.

Na severnem bloku centralnega dela Karolija opazujemo na erodiranem anizijskem dolomitu 2 do 3 dm črnega ali temno sivega laporastega skrilavca, nad njim pa značilen anizijski dolomit, odložen med obema erozijskima obdobjema (odkopno polje Vsi sveti). V vzhodnem bloku Karolija prekriva diskordantno površino tanek razmaz črnega skrilavca, nad njim pa ležijo anizijski dolomit z drsnimi teksturami, dolomitna blokovna breča in intraformacijska muljasta breča. Najpreprostejše razmere opazujemo na zahodnem bloku Karolija, kjer leži na erodiranem anizijskem dolomitu le nekaj decimetrov kaolinitnih kamnin. Prekriva jih dolomitni konglomerat.

Erozijska diskordanca na Čemernikovi tektonski enoti je bila v zadnjih letih pred prekinitvijo del v idrijski jami odprta le na etažah rudnega telesa Inzaghi. Na razgibano erodiranem anizijskem dolomitu z zelenkastim zgornjeskitskim laporastim skrilavcem v podlagi je ležal do 7 m debel drobnozrnati dolomitni konglomerat s temno sivim do sivim zelenkastim vezivom. Prekrivale so ga plasti skonca.

Zorčeva tektonska enota (območje Talnine) je bila v srednjem triasu razkosana s številnimi prelomi. Posamezni bloki so bili nagnjeni proti severu ali jugu tako, da se je oblikovala zelo razgibana morfologija. Na erodiranem zgornjeskitskem dolomitu ležita delno kaolinizirani zelenkasti sivi tuf in tufit, nad njima pa je anizijski dolomit odložen med obema erozijskima obdobjema. Kjer je dolomit zdrsnil, najdemo neposredno nad diskordanco dolomitno blokovno brečo, monomiktno intraformacijsko muljasto brečo ali litološke člene zgornjih plasti skonca.

Kot so pokazale raziskovalne vrtine, so bile na erodiranih permokarbonskih klastitih in grödenskem peščenjaku južnega praga odložene plasti skonca ali pa tufiti. Ti kontakti doslej z rudarskimi deli še niso bili odprti.

Sl. 7. Na območju prontarske enote leži na erodiranih permo-karbonskih klastitih dolomitni konglomerat. Inverzna lega. Odkopno polje Kropač-Ziljska I/13 pri slepem jašku Skonca

Fig. 7. In the area of the Pront unit dolomitic conglomerate overlies Permo-Carboniferous clastites. Inverse position. Mine field Kropač-Ziljska I/13 near the blind shaft Skonca

Tudi o razmerah v južnem sedimentacijskem območju imamo le skope podatke (sl. 2). Redke vrtine, ki smo jih pri vrtanju rudnega telesa Vončina in Kreda podaljšali skoz južni prag, so pokazale, da ležita v tem delu tektonskega sistema na erodiranem zgornjeskitskem dolomitu langobardski peščeni apnenec ali pa dolomitno-apnenčev konglomerat z apnenčevim vezivom. Značaja diskordantne površine ni bilo mogoče podrobneje preučiti.

Poimenovanje srednjetriasnih tektonskih dogajanj

Doslej objavljeni podatki o poteku triasnih tektonskih dogajanj pri nas izhajajo iz terenskih opazovanj v različnih delih Slovenije (preglede so pripravili: Ramovš, 1971; Premru, 1974; Placer in Čar, 1977 in Buser, 1980). Zaključki se močno razlikujejo tako glede časovnega obsega kakor značaja tektonskih premikanj. Iz neusklajenosti dosedanjih raziskav izhaja tudi zelo različno poimenovanje tektonskih dogajanj v slovenskem prostoru. Kossmat (1936) piše o »ladinski ali predkarnijski tektonski fazi«, Berce (1963) o »predladinski orogenezi«, Tollmann (1966) je razčlenil triasna tektonska dogajanja na »črnogorsko fazo« (meja skit-anizij), »staro labinsko fazo« (fassan), »glavno labinsko fazo« (langobard-cordevol) in »mlado labinsko fazo« (cordevol-jul). Sledil je Ramovšev predlog (1971). V okvir »stare slovenske faze« je vključil premikanja v aniziju, »slovenska glavna faza« naj bi obsegala tektonska dogajanja v fassanu in langobardu, »mlada slovenska faza« pa naj bi se odvijala v julu. Leta 1974 je Premru združil vsa triasna tektonska dogajanja v okviru »mezozojske epirogenetske faze«. Najnovejši predlog je podal Buser (1980). Na podlagi ugotovitev, da so se tektonski premiki iz anizija nadaljevali nepretrgoma v ladinij, je predlagal, da se »staroslovenska in glavna slovenska faza« združita v »idrijsko fazo«, saj so ta premikanja na Idrijskem doslej najbolje preučena.

Različna mnenja o časovnem obsegu in značaju tektonskih premikanj so razumljiva, če upoštevamo, da se tektonski premiki niso niti začeli niti ne končali hkrati na celotnem slovenskem ozemlju. Njihova aktivnost se je spreminjala prostorsko in časovno ter dosegla svoj vrh zdaj tu zdaj tam. Temu odgovarjajoče so tudi sočasne posledice tektonskih premikanj v različnih delih Slovenije. Doslej znani podatki in rekonstrukcija nastanka in razvoja idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema nedvoumno kažejo, da je potekalo skozi spodnji, srednji in vsaj spodnji del zgornjega triasa kontinuirano tektonsko dogajanje, ki je bilo močnejše zdaj tu zdaj tam. Mnenja smo torej, da je pravilneje govoriti o eni triasni tektonski fazi v okviru alpskega gorotvornega ciklusa. Temu spoznanju se najbolj približujejo Buserjeve (1980) ugotovitve. Po njegovem mnenju je... »začetek idrijske faze v spodnjem aniziju in deloma tudi že v skitiju, njen konec pa prav na meji spodnjega karnija, ko so tektonska premikanja nehala z začetkom tvorbe cordevolskih karbonatnih kamnin«.

Soglasno s povedanim je idrijski srednjetriasni tektonski sistem nastal v obdobju idrijske tektonske faze, ki se je po dosedanjih podatkih odvijala od konca srednjega skita do cordevola. V rudišču ugotovljeni erozijski obdobji predstavljata vrh tektonske aktivnosti na Idrijskem.

Sklepi

a) Z najdbo številnih presekov vodilne foraminifere vrste *Meandrospira dinarica* v dolomitu, ki leži v različnih delih idrijskega rudišča na erodiranih permokarbonskih, grödenskih, skitskih in anizijskih plasteh, je dokazana njegova anizijska starost.

b) Najstarejše plasti v erodirani podlagi pod dolomitom so permokarbonski klastiti, najmlajše diskordantno ležeče kamnine pa cordevolski dolomit (Čadež, 1980). Obseg kotne tektonsko-erozijske diskordance je torej na območju idrijskega rudišča permokarbon-cordevol.

c) Anizijski dolomit z *Meandrospiro dinarico* je v idrijskem rudišču s spodnje in zgornje strani omejen z izrazitima erozijskima površinama. Spodnja vrzel je nastala v prvem erozijskem obdobju idrijske tektonske faze (Buser, 1980), ki se je odvijala predvsem v srednjem in morda delno v zgornjem aniziju. V tem obdobju je erozija v rudiščnem delu idrijskega tektonskega sistema že odstranila vse spodnjeanizijske, spodnjetriasne, permske in del permokarbonskih plasti (Čar, 1968). Erodirani material se je usedel v severnem sedimentacijskem prostoru, ki se nahaja danes na območju Gor, Dol in Rovt vzhodno od Idrije. Nastajal je mogočen konglomeratni masiv, ki je torej v dobršni meri anizijske starosti. Anizijska starost konglomerata je bila pred leti dokazana tudi na območju Kočevša na Vojskarski planoti (Čar & Čadež, 1977).

Starosti drugega erozijskega obdobja iz razmer v rudišču ni mogoče natančno določiti. Z upoštevanjem starejših podatkov (Mlakar, 1967; Čar, 1968) in novih premislekov se je drugo erozijsko obdobje odvijalo v zgornjem aniziju ali spodnjem delu ladinija.

d) Ugotovitev diskordantne lege anizijskega dolomita na erodiranih členih od permokarbona do anizija v različnih tektonskih enotah nam je omogočila podrobno morfološko razčlenitev rudiščnega dela idrijskega srednjetriasnega tektonskega sistema (sl. 2).

e) Ob subvertikalnem srednjetriasnem prelomu Urbanovec-Zovčan (sl. 2) je bila vertikalna komponenta premika najmanj 600 m in največ 900 m. Premike enakega velikostnega reda pričakujemo ob Veharškem in Zagodovem prelomu. Horizontalne komponente premikov še nismo določili.

f) Po Mlakarju in Droveniku (1971) je prvo cinabaritno orudenje nastalo med usedanjem kaolinitnih kamnin. Njihove starosti v rudišču, kot smo že omenili, ni mogoče določiti. Nadaljnje raziskave bodo pokazale, če se je morda prva hidrotermalna faza odvijala že v zgornjem aniziju ali ne. Druga faza orudenja sovpada z obdobjem nastajanja plasti skonca in je zanesljivo langobardske starosti.

Angular tectonic-erosional unconformity in the ore deposit's part of the Idrija Middle Triassic tectonic structure

Unconformably on Paleozoic clastites (Mlakar, 1967; Čar, 1976; Placer & Čar, 1977) and Lower and Middle Triassic lithological members of various ages (Čar, 1975) in the Idrija ore deposit yellowish or grey dolomite (Fig. 2, 3) occurring in lenses or thin long sheets is found. Mostly due to its up to present undetermined age its lithostratigraphic extension, development phases and the dating of the erosional period could not be defined, and also the intesity of tectonic movements in Lower and Middle Triassic in the area of the deposit, and the reconstruction of the detailed morphology of the Idrija Middle Triassic tectonic structure could not be estimated.

In samples of the problematic dolomite from various parts of the Idria ore deposit an assemblage of foraminifers which are typical for Anisian was detected. Among them appear also numerous sections of species *Meandrospira dinarica* (Fig. 1). With determination of Anisian age of the dolomite the ideas on structure of the Idrija Middle Triassic tectonic structure could be verified and completed with new findings (Fig. 2).

The Anisian dolomite, which in the Idrija ore deposit unconformingly overlies the eroded Permocarboniferous clastites, Gröden sandstone, various lithological members of the Scythian age and older Anisian dolomitic varieties (Fig. 2, 3), is delimited also from the upper side with a distinct erosional surface (Fig. 4, 5). The complex structural buildup of the deposit is consequently the result of two erosional periods.

The character and distinction of erosional surfaces and features along them varies much from place to place, especially depending upon the lithological composition of the eroded underlying and basal rocks. The erosional contact between older beds and the Anisian dolomite is less distinct. Above groove-like eroded Permocarboniferous and Gröden clastic beds usually lies black slate or dolomitic marl, or also in direct contact the sandy algal stromatolitic biolithite. On eroded Triassic beds kaolinitized tuff and tuffite, or dolomitic varieties are found (Fig. 2).

The erosional surface which limits the dolomite on the top has a very agitated morphology. Corrosion pockets up to several decimeters deep are filled often by kaolinitic siltstones and sandstones with dolomitic extraclasts (Fig. 4, 5). Along with various kaolinitic sediments as basal rocks were deposited also breccia of dolomitic blocks, muddy breccia of mudstone blocks, mudstone breccia, dolomitic conglomerate, the Skonca slate and sandstone, as well as tuff and tuffite (Fig. 7).

Next to shrinkage pores and corrosion vugs with geopetal internnal sediment from various erosional periods also modest, but structurally important paleokarstic phenomena can be observed. On the basis of the composition of the siltstone (Table 1) it can be concluded that the karstification of dolomite occurred during the second erosional period, and filling of karst vugs during the time of deposition of kaolinitic beds (Fig. 6).

The collected data bear evidence on the forming of the Idrija Middle Triassic tectonic structure during the so-called Idrija tectonic phase (Buser, 1980) which lasted from Lower Scythian to Cordevolian. The erosional periods as detected in the Idrija deposit represent the culmination of the tectonic activity in the wider Idrija region.

The Lower erosional gap was formed during the first erosional period which took part during the Middle and probably partly in the Upper Anisian. During this time the erosion in the ore deposit part of the Idrija tectonical structure already removed all rocks from Lower Anisian to Permocarboniferous.

The second erosional gap is the consequence of the denudation during the Upper Anisian or the lower part of Ladinian.

The range of the angular tectonical-erosional unconformity in the Idria deposit area is Permocarboniferous-Cordevolian. The biggest vertical component of displacements along subvertical faults which delimit the central part of the Idrija tectonic system, was between 600 and 900 meters.

Literatura

Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija *4*, 5–49, Ljubljana.

Berce, B. 1962, The Problem an Structure and Origin of the Hg Ore – Deposit Idria. Rend. Soc. Min. Stal. *18*, 7–20, Pavia.

Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *3*, 141–151, Stuttgart.

Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1973, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač lista Gorica, 50 p. Zvezni geol. zavod, Beograd.

Buser, S. 1980, Stratigrafske vrzeli v paleozojskih in mezozojskih plasteh v Sloveniji. Simp. iz regio. geol. i paleont., Zavod za reg. geol. i paleont. rud.-geol. fakult. Univ. v Beogradu, 335–345, Beograd.

Čadež, F. 1980, Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji. Geologija *23/2*, 163–172, Ljubljana.

Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, tipkopis, FNT Ljubljana.

Čar, J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriasnem tektonskem jarku. Geologija *18*, 157–183, Ljubljana.

Čar, J. 1985, Razvoj srednjetriasnih sedimentov v idrijskem tektonskem jarku. Doktorska disertacija, tipkopis, 1–236, FNT VTOZD Montanistika, Odsek za geologijo, Ljubljana.

Čar, J. 1989, Okolje nastanka anizijskega dolomita nad srednjetriasno erozijsko diskordanco v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, *36/2*, 395–407, Ljubljana.

Čar, J. & Čadež, F. 1977, Klastični vložki v srednjetriadnem dolomitu na Idrijskem. Geologija *20*, 85–106, Ljubljana.

Kossmat, F. 1946, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, Berlin.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija *10*, 87–126, Ljubljana.

Mlakar, I. & Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija *14*, 67–126, Ljubljana.

Placer, L. 1982, Tektonski razvoj idrijskega rudišča. Geologija *25/1*, 7–94, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija *18*, 197–209, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija *20*, 141–166, Ljubljana.

Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija *17*, 261–297, Ljubljana.

Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). 1. simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope. Beograd.

Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotek. Forsch. *21*, 156 p., Stuttgart.

GEOLOGIJA *31, 32,* 285–328 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.762.763.551.56(234.323.6)=863

Pelagične jurske in kredne plasti v zahodnem delu Julijskih Alp

Pelagic Jurassic and Cretaceous beds in the western part of the Julian Alps

Bogdan Jurkovšek, Ljudmila Šribar, Bojan Ogorelec in *Tea Kolar-Jurkovšek*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V prispevku so opisane jurske in kredne plasti, ki so omejene na razmeroma majhna, do nekaj kvadratnih kilometrov velika ozemlja Mangartskega sedla, Plešivca, Bavšice, Vrsnika in Čistega Vrha. Večinoma so tektonsko omejene ali pa leže transgresivno na starejših plasteh. Z izjemo spodnjeliasnih neritičnih apnencev so jurske in kredne plasti v opisanih lokalitetah pelagično razvite. Po pestrosti njihovega razvoja lahko sklepamo o živahni tektonski dejavnosti med spodnjo juro in zgornjo kredo ter o okoljih sedimentacije po razpadu Julijske karbonatne platforme v liasu.

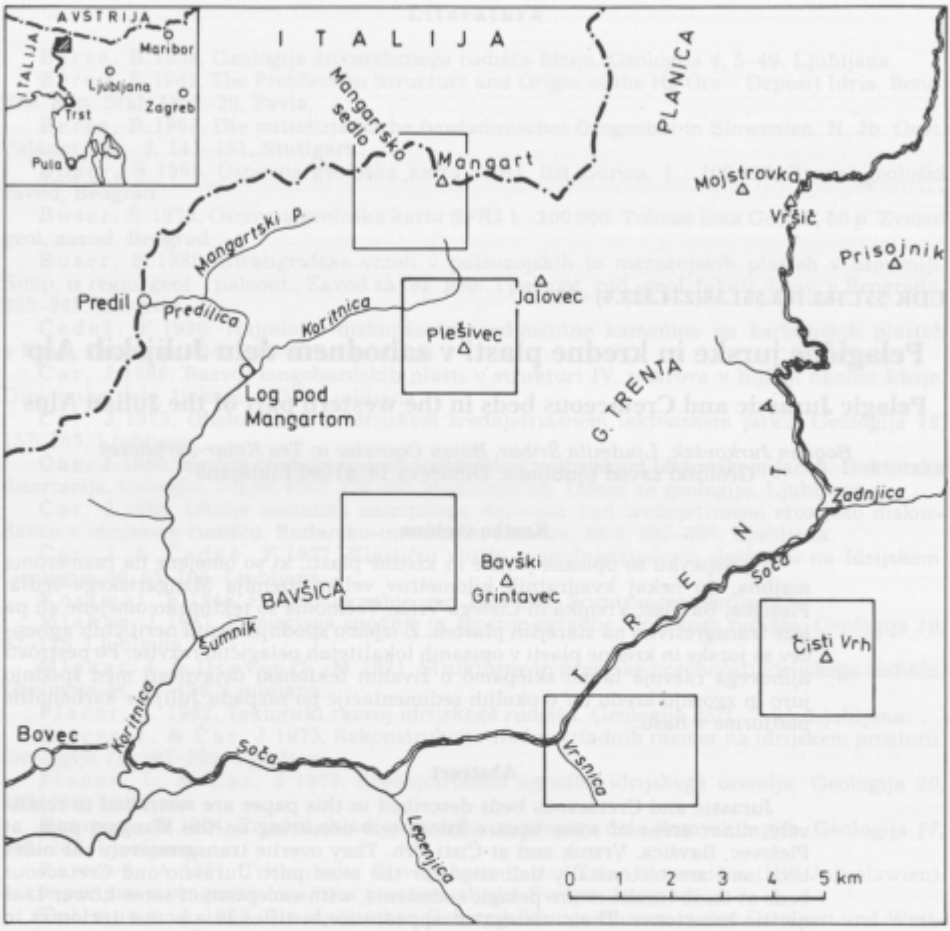
Abstract

Jurassic and Cretaceous beds described in this paper are restricted to relatively minor areas of some square kilometers occurring on the Mangart pass, at Plešivec, Bavšica, Vrsnik and at Čisti Vrh. They overlie transgressively the older beds and are tectonically delimited for the most part. Jurassic and Cretaceous beds at these localities are pelagic sediments, with exception of some Lower Lias neritic limestones. Their variegated appearance testifies to a active tectonics in the time interval between the Lower Jurassic and the Upper Cretaceous as well as to sedimentation environments, which developed in the aftermath of the destruction of the Julian Carbonate platform during the Liassic.

Uvod

V prispevku so prikazani rezultati raziskav jurskih in krednih kamnin na več mestih v Julijskih Alpah. Večidel se te plasti pojavljajo kot manjše krpe, ki so tektonsko omejene ali pa so transgresivno odložene na apnencih zgornjetriasne starosti. V glavnem so vezane na pomembnejše prelome, ob katerih je prišlo do gubanja in lokalnega luskanja kamnin. Podoben primer smo že opisali južno od Vršiča, kjer se v širši prelomni coni pojavljajo ladinijske in karnijske plasti (Jurkovšek et. al., 1984).

V okviru izdelave Osnovne geološke karte SFRJ-listov Beljak in Pontebba (Jurkovšek, 1987 a, 1987 b) ter posameznih raziskovalnih nalog smo želeli z regionalnogeološkimi, sedimentološkimi in paleontološkimi raziskavami v letih od 1981 do 1985



Sl. 1. Položajna skica raziskanih lokalnosti

Fig. 1. Location map of the investigated localities

prispevati k razumevanju zapletene tektonske zgradbe Mangartskega sedla, Plešivca, Bavšice, ozemlja vzhodno od Vrsnika in Čistega Vrha (sl. 1). Ob tem smo poskušali rešiti številne nejasnosti iz preteklosti, kot so natančna starost plasti, okolje, v katerem so te kamnine nastajale, ter nenazadnje njihov medsebojni položaj in prostor, kjer so.

Z reševanjem omenjene problematike so se ukvarjali že številni geologi. Zato so bile jurske in kredne plasti v Julijskih Alpah mnogokrat opisane z različnih zornih kotov, največkrat v okviru obsežnih regionalnih študij ali izdelave geoloških kart. Omenjamo le nekatera pomembnejša dela, v katerih avtorji neposredno opisujejo razvoj jurskih in krednih plasti na obravnavanih lokacijah. Mednje sodijo Diener (1884), Kossmat (1913), Winkler-Hermaden (1936) in predvsem Selli (1953, 1963). Slednji je v svoji obsežni razpravi (Selli, 1963), ki sta ji priloženi geološka

karta v merilu 1 : 100 000 in tektonska karta v merilu 1 : 250 000, že v veliki meri rešil stratigrafsko in tektonsko problematiko jurskih in krednih plasti v Julijskih Alpah.

V zadnjih letih so postale te kamnine zanimive tudi za paleontologe, saj so v jurskih in krednih plasteh našli številne fosilne vrste, ki jih doslej v pelagičnem razvoju Julijskih Alp nismo dovolj natančno preučili. Spodnjekredni nanoplankton in radiolarije iz Vrsnika sta opisala Pavšič in Goričanova (1987) aptihe in krinoide pa Kolar-Jurkovškova in Jurkovšek (1987) ter Jurkovšek in Kolar-Jurkovškova (1988).

Razprava predstavlja rezultate večletnega skupnega dela geologov Geološkega zavoda Ljubljana. Regionalno-geološke raziskave je opravil B. Jurkovšek s sodelavci, mikropaleontološke analize L. Šribarjeva, sedimentološke B. Ogorelec, makropaleontološke analize pa T. Kolar-Jurkovškova in B. Jurkovšek.

Geološke skice, stratigrafske stolpce in terensko skico je izdelal B. Jurkovšek. Fotografije zbruskov sta posnela B. Ogorelec in L. Šribarjeva, fotografije fosilne makrofavne C. Gantar, risbe fosilov pa je izdelal B. Jurkovšek. Terenske fotografije sta posnela B. Jurkovšek in B. Ogorelec. V angleški jezik je tekst prevedel prof. dr. S. Pirc.

Stratigrafski pregled

Geološke raziskave jurskih in krednih plasti so zajele pretežno pelagične sedimente od liasa do spodnje krede. Vse te kamnine so omejene na razmeroma majhna področja med monotono razvitimi zgornjetriasnimi karbonati Julijskih Alp.

V zgornjem liasu je bila Julijska karbonatna platforma razkosana na posamezne bloke, ki so se začeli zelo hitro pogrezati. Na njih se je pričela sedimentacija pelagičnih sedimentov (sl. 2). Tik nad platformskimi liasnimi sedimenti sta ponekod razvita breča in apnenec z železovo-manganovimi gomolji, drugod pa apnenec z rožencem in glinovec, ki je oruden z manganovimi minerali. Raziskave kažejo, da je v osrednjem delu Julijskih Alp lokalno prišlo do kondenzacije zgornjeliasnih, doggerskih in dela malmskih sedimentov (Buser, 1986; Jurkovšek, 1987 b).

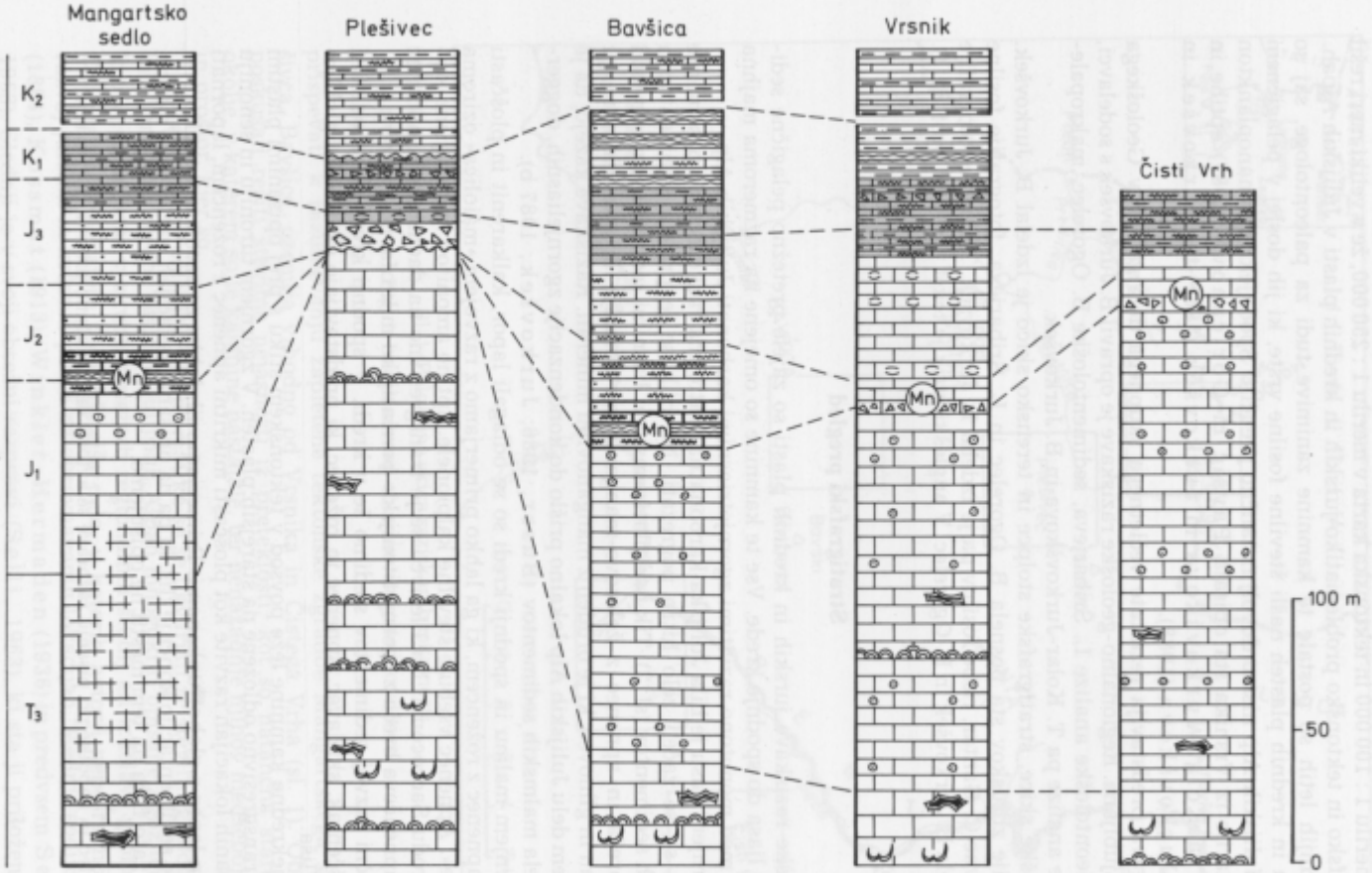
V zgornjem malmu in spodnji kredi so se odlagali lapor, kalkarenit in ploščasti mikritni apnenec z rožencem, ki ga lahko primerjamo z razvojem »maiolica« oziroma »biancone«. Apnenec vsebuje številne kalpionele, aptihe amonitov in pelagične krinoide iz rodu Saccocoma. Na Plešivcu se je transgresivno na dachsteinski apnenec odložila apnenčeva breča z zgornjetitonijsko-berriasijsko mikrofavno v vezivu.

Pelagični razvoj sedimentov sledimo še v kredi. V spodnji kredi so se odložili lapor, peščenjak, skrilavec, apnenec in roženec, ki predstavljajo ekvivalent globljevodnega fliša.

Zgornjekredne kamnine leže povsod v tektonskem stiku s prej opisanimi plastmi ali pa so transgresivno odložene na starejših plasteh. V zgornjem turoniju in senoniju so na opisanih lokacijah razvite kot ploščasti mikritni apnenec z rožencem, lapornati apnenec in lapor z globotrunkanami. Primerjamo jih lahko z razvojem »scaglie«.

Kredno sedimentacijo končuje fliš, ki pa na opisanih lokacijah, razen pri Vrsniku, ni razvit, zato fliša na tem mestu ne opisujemo.

Za pregled in napotke pri pisanju razprave se avtorji zahvaljujemo prof. dr. S. Buserju.



Sl. 2. Korelacija stratigrafskih stolpcev raziskanih lokalnosti
Legenda pri sliki 4

Fig. 2. Correlation of stratigraphic columns of investigated localities
Legend shown in Figure 4

Mangartsko sedlo

Na širšem področju Mangartskega sedla izdanjajo med narivi in prelomi nagubane jurske in kredne plasti. Na jugoslovanski strani pokrivajo okoli 1,5 km² ozemlja, približno toliko pa jih je tudi na severni italijanski strani sedla.

Zapletena luskasta zgradba Mangartskega sedla je prikazana na geološki karti (sl. 3) in na terenskih slikah (sl. 4 in 5). Na geološki karti so vidne tudi okoliške zgornjetriasne karbonatne kamnine, ki grade večji del Julijskih Alp.

Zahodno od Velikega Mangarta leži na skladnatem dachsteinskem apnencu svetlo sivi masivni apnenec s posameznimi kolonijskimi koralami, hidrozoji, spongijami in apnenčevimi algami (tab. 1, sl. 1 in tab. 9, sl. 1). V zbruskih so bile določene tudi foraminifere: *Galeanella panticae* Zaninetti & Brönnimann, *Triasina hantkeni* Majzon, *Involutina* sp., *Nodosaria* sp. in lagenide.

Transgresivno na masivnem norijsko-retijskem apnencu je lokalno odložena liasna breča z rdečkasto rjavim vezivom (sl. 6), v njeni okolici pa so opazne tudi zapolnitve razpok s podobno rdeče rjavo kamnino. Breča je masivna in vsebuje do meter velike ostrorobe bloke zgornjetriasnega apnenca. Pogostni so veliki bloki koralnega ter biosparitnega in biomikritnega apnenca. Mikrofavna iz blokov pa je pripadala le zgornjetriasnim vrstam. Apnenčevi bloki so pretrpeli krajši lokalni transport, včasih pa so bili le premaknjeni na mestu. Rdeče rjavo vezivo je po strukturi biomikritni, rahlo lapornati apnenec s številnimi ploščicami ehinodermov, školjčnimi lupinami, posameznimi algami, foraminiferami in ostrakodi. Nekateri fosili so inkrustirani z ovoji modrozelenih alg (onkoidi). Rdečkasta barva karbonatnega veziva je nastala zaradi primesi železovih hidroksidov v primarni jerini, ki je bila v kasnejši diagenezi litificirana v lapornati mikritni apnenec. Delež karbonata v vezivu se giblje med 80 in 90 %.

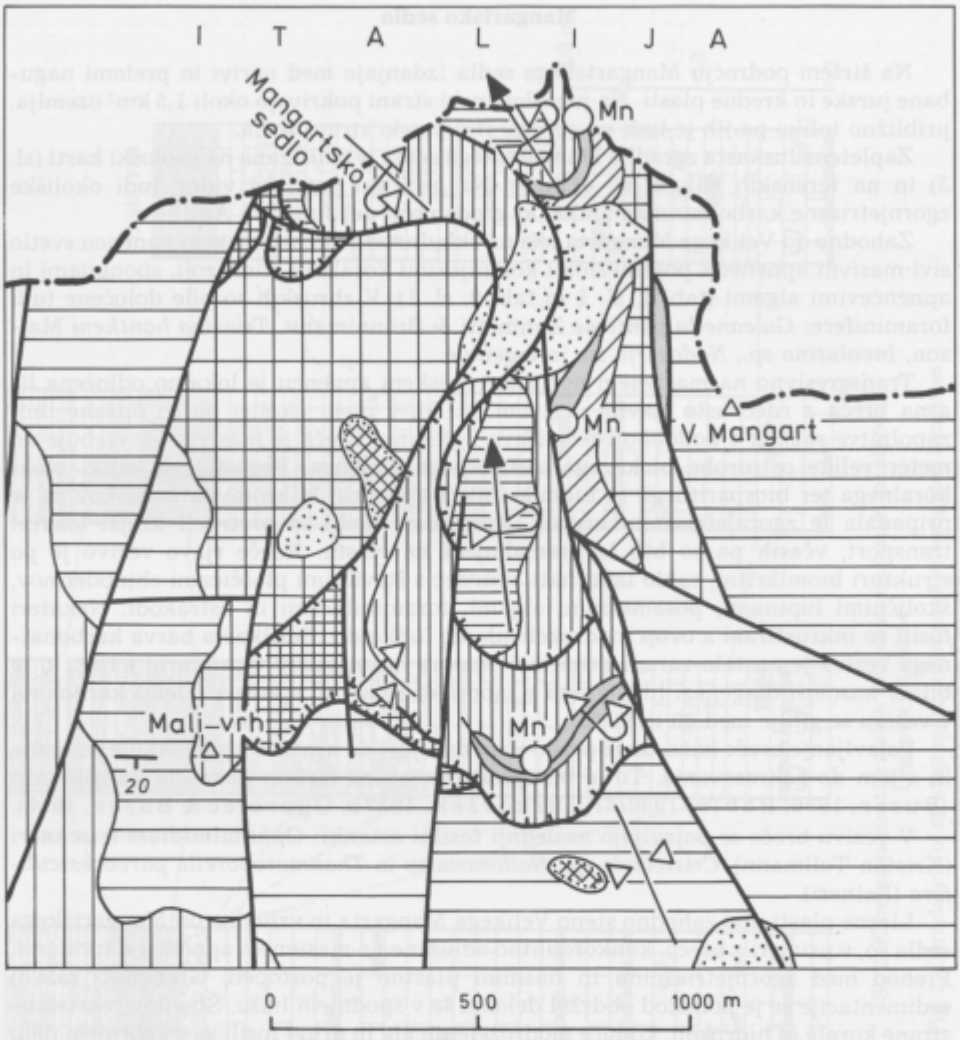
Pojavljanje breče kaže, da je prišlo v spodnji juri do kratkotrajne lokalne emerzije in s tem do zakrasevanja. To je bil splošni pojav na širšem področju Julijski Alp (Buser, 1986; Babić, 1980/81, Jurkovšek, 1987b, Ogorelec & Buser, 1990).

V vezivu breče se pojavljajo naslednji fosilni ostanki: *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), *Cristelaria* sp., *Nodosaria* sp in *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Liasne plasti pod zahodno steno Velikega Mangarta in vzhodno od Mangartskega sedla so, v primeri z brečo, konkordantno odložene na masivnem apnencu s koralami. Prehod med zgornjetriasnimi in liasnimi plastmi je postopen. Grebenski razvoj sedimentacije se je ponekod obdržal deloma še v spodnjem liasu. Številne rekristalizirane korale in hidrozoji, kopuče modrozelenih alg in drugi fosili so v zgornjem delu apnenca redkejši, apnenec postaja skladnat in ooliten. Le-ta je verjetno že liasne starosti.

Prva izrazita sprememba v sedimentaciji jurskih plasti se pojavi nekje v zgornjem liasu, saj se je morje poglobilo. Od tedaj dalje kažeta tako jursko kot kredno zaporedje globljevodni razvoj.

Konkordantno na liasnem neretičnem apnencu Mangartskega sedla leži 15 m karbonatno-klastičnih sedimentov z železovo-manganovimi gomolji in z manganovo rudo. Zaradi manganovih oksidov so plasti temno sive do črne barave. V njih se menjavajo krinoidni apnenec, radiolarit, laminirani lapornati biomikritni apnenec s številnimi radiolariji, apnenec z manganovimi dendriti, silicizirani laporni apnenec, skrilavi apnenec in manganov glinovec (tab. 9, sl. 2, 3 in tab. 10, sl. 1). Rentgenska analiza manganovega glinovca kaže, da sestoji iz kremena, kalcita, illita in mangan-

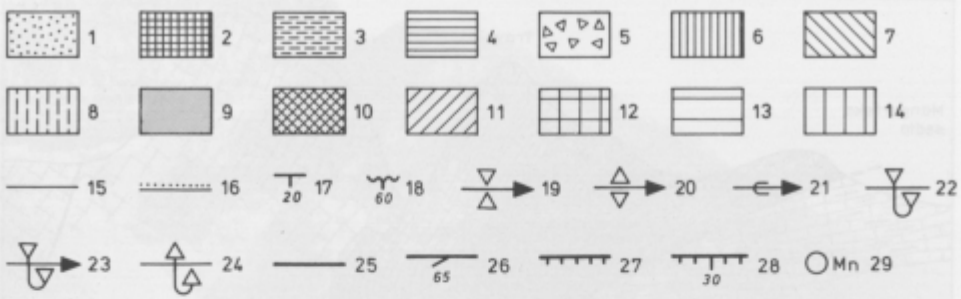


Sl. 3. Geološka skica Mangartskega sedla z okolico

Fig. 3. Geological sketch-map of the Mangart pass and its surroundings

skega minerala piroluzita. Nekatere plasti so zeleno obarvane zaradi primesi autigenega glaukonita (okoli 2%), ki večkrat nadomešča tudi kalcit v ploščicah ehinodermov.

V spodnjem delu te 15 m debele skladovnice je zanimiv predvsem 30 cm debel manganski horizont. Ruda se pojavlja v nepravilnih, do 3 cm velikih gomoljih (sl. 7). V mineralni sestavi gomoljev (rentgenske analize M. Mišič) prevladujeta kremen in piroluzit, v manjših količinah pa so zastopani še cryptomelan, todorokit in goethit. Lokalno je manganova ruda tudi v plasteh. Ima enako mineralno sestavo kot gomolji.



Legenda k slikam 3, 8, 10, 11 in 12

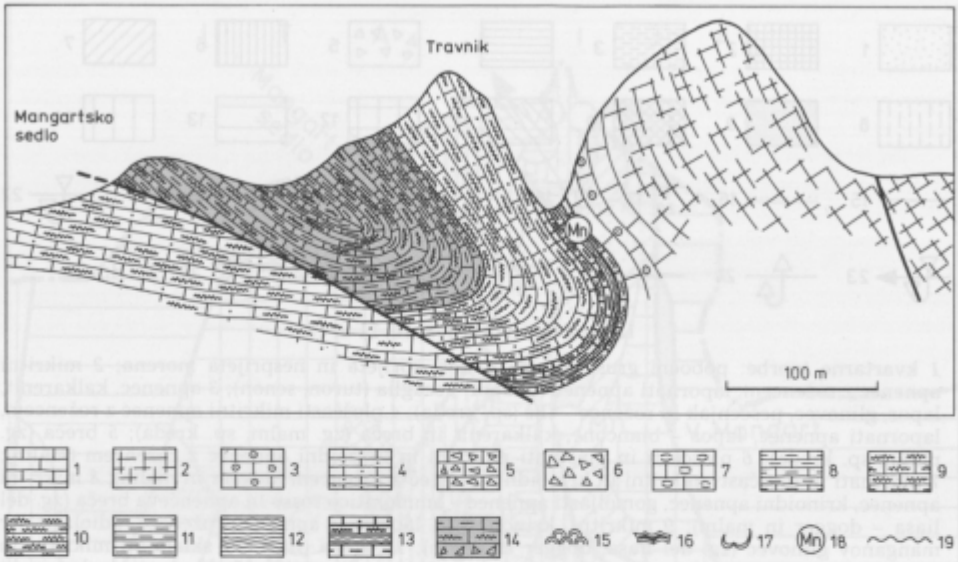
1 kvartarne tvorbe: pobočni grušč, skalni podor, sprijeta in nesprijeta morena; *2* mikritni apnenec z rožencem, lapornati apnenec in lapor – scaglia (turon, senon); *3* apnenec, kalkarenit, lapor, glinovec, peščenjak in roženec – fliš (sp. kreda); *4* ploščasti mikritni apnenec z rožencem, lapornati apnenec, lapor – biancone, kalkarenit in breča (zg. malm, sp. kreda); *5* breča (zg. malm, sp. kreda); *6* ploščasti in plastnati mikritni in krinoidni apnenec z rožencem (malm); *7* plastnati in ploščasti mikritni in krinoidni apnenec z rožencem (dogger in malm); *8* mikritni apnenec, krinoidni apnenec, gomoljasti apnenec – ammonitico rosso in apnenčeva breča (zg. del liasa – dogger in malm); *9* mikritni, krinoidni in lapornati apnenec, roženec, radiolarit ter manganov glinovec (zg. del liasa, dogger in malm); *10* breča (lias); *11* skladnati mikritni in oolitni apnenec (lias); *12* masivni apnenec s koralami (norij, retij); *13* skladnati dachsteinski apnenec (norij in retij); *14* skladnati glavni dolomit (karnij, norij); *15* normalna meja; *16* erozijska meja; *17* normalni vpad plasti; *18* vpad nagubanih plasti; *19* os sinklinale, ki tone; *20* os antiklinale, ki tone; *21* majhna guba: os sinklinale, ki tone; *22* os prevrnjene sinklinale; *23* os prevrnjene sinklinale, ki tone; *24* os prevrnjene antiklinale; *25* prelom; *26* vpad prelomne ploskve; *27* luska; *28* vpad luske; *29* pojav manganove rude

Legend to Figures 3, 8, 10, 11 and 12

1 Quaternary accumulations: slope scree, rock debris, consolidated and unconsolidated moraine; *2* micritic limestone with chert, marly limestone and marl – scaglia (Turonian, Senonian); *3* limestone, calcarenite, marl, shale, sandstone, and chert – flysch (L. Cretaceous); *4* platy micritic limestone with chert, marly limestone marl – biancone: calcarenite and breccia (U. Malm, L. Cretaceous; *5* breccia (U. Malm, L. Cretaceous); *6* platy and bedded micritic and crinoid limestone with chert (Malm); *7* bedded and platy micritic and crinoid limestone with chert (Dogger, Malm); *8* micritic limestone, crinoid limestone, nodular limestone – ammonitico rosso and calcareous breccia (U. Lias - Dogger and Malm); *9* micritic, crinoid and marly limestone, chert, radiolarite and manganiferous claystone (U. Lias, Dogger, Malm); *10* breccia (Lias); *11* thick-bedded micritic and oolitic limestone (Lias); *12* massive limestone with corals (Norian, Rhaetian); *13* thick-bedded Dachstein Limestone (Norian and Rhaetian); *14* thick-bedded Main Dolomite (Carnian, Norian); *15* normal boundary; *16* erosion boundary; *17* normal dip of beds; *18* dip of folded beds; *19* axis of plunging syncline; *20* axis of plunging anticline; *21* small fold: axis of plunging syncline; *22* axis of overturned syncline; *23* axis of overturned plunging syncline; *24* axis of overturned anticline; *25* fault; *26* dip of fault plane; *27* scale; *28* dip of scale; *29* manganiferous ore occurrence

Zanimive rezultate je dala kemična analiza najbogatejših vzorcev rude, saj vsebuje do 55,2 % MnO.

Pojav manganovih gomoljev in orudenja z manganovo rudo je v jurskih plasteh regionalno značilen pojav za ozemlje severozahodne Slovenije. Take gomolje ugotavljamo razen na Mangartskem sedlu tudi pri Bovcu (Selli, 1963), Vrsniku (Jurkovšek, 1987 b), na Krnu (Babić, 1980/81), v Dolini Triglavskih jezer (Salopek, 1933; Grimšičar, 1962; Buser, 1986), pod Gamsovcem (Ramovš, 1985) in drugod. Izredno značilen je ta horizont v grapi Slatnek pri Bovcu (Buser, 1986).



Sl. 4 Pogled na Mangartsko sedlo in Travnik z juga

1 plastnati apnenec; *2* masivni apnenec; *3* oolitni apnenec; *4* kalkarenit; *5* brečasti apnenec; *6* breča; *7* gomoljasti apnenec; *8* lapornati apnenec; *9* apnenec z rožencem; *10* roženec; *11* lapor; *12* glinovec; *13* biancone; *14* plasti z manganovo rudo; *15* stromatolit; *16* korozijska votlina; *17* megalodontidna školjka; *18* manganova mineralizacija; *19* erozijska meja; T_3 zgornji trias; J_1 lias; J_2 dogger; J_3 malm; K_1 spodnja kreda; K_2 zgornja kreda

Fig. 4. View towards the Mangart pass and Travnik, looking north

1 bedded limestone; *2* massive limestone; *3* oolitic limestone; *4* calcarenite; *5* breccious limestone; *6* breccia; *7* nodular limestone; *8* marly limestone; *9* limestone with chert; *10* chert; *11* marl; *12* claystone; *13* biancone; *14* manganiferous beds; *15* stromatolite; *16* corrosion hole; *17* megalodontid lamellibranch; *18* manganese mineralisation; *19* erosion boundary; T_3 Upper Triassic; J_1 Lias; J_2 Dogger; J_3 Malm; K_1 Lower Cretaceous; K_2 Upper Cretaceous

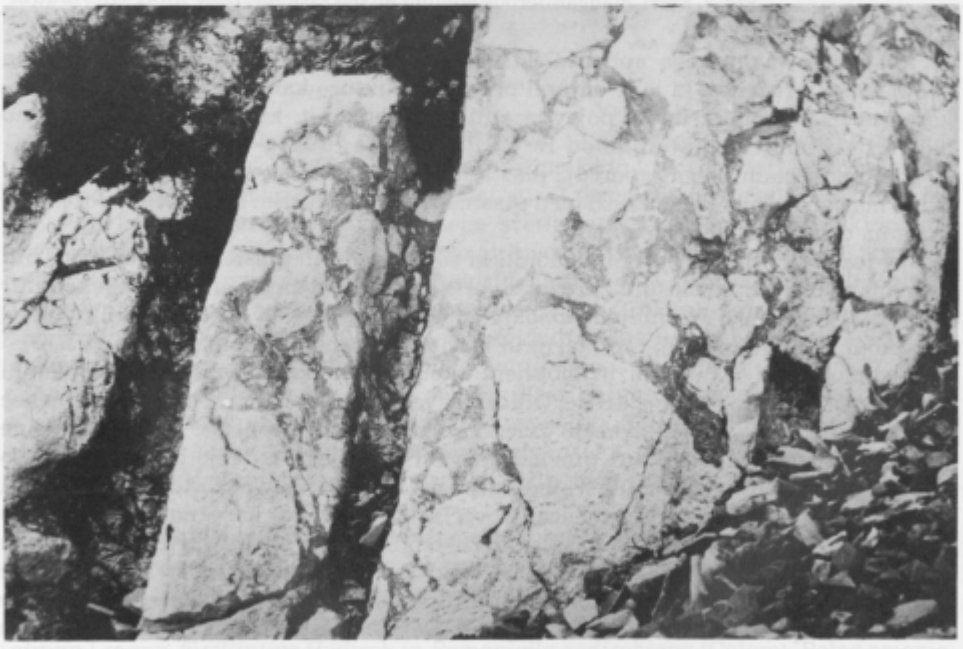
Neposredno pod orudeno mangansko plastjo smo našli liasno foraminifero *Oph thalmidium leichneri* (Kristan-Tollmann), sicer pa so pogostni še radiolariji, spikule spongij, krinoidni členki, ponekod pa tudi juvenilni amoniti (tab. 1, sl. 2–5). Glede na položaj plasti z manganovo rudo med liasnim apnencem v talnini in zgornjemalmskim apnencem v krovnini kakor tudi zaradi njihove majhne debeline, sklepamo, da gre za delno kondenzirane zgornjeliasne, doggerske in spodnjemalmske sedimente.

Prehod liasno-malmskih kamnin z manganom v malmske predstavlja 1,5 m debela plast zelenega krinoidnega apnenca, nad katero se pojavi drobnozrnati sivi laminirani apnenec.

Malmski apnenec je tankoplastnat in ploščast olivno sive in rjavkasto sive barve. Tanjše plasti so po strukturi bolj drobnozrnate (biomikrit, biopelmikrit), medtem ko so debelejše bolj debelozrnate (pretežno biokalkarenit). Slednje so nastale zaradi občasnega nanosa karbonatnih zrn s podvodnimi tokovi v globlje okolje. V posameznih plasteh zasledimo neizrazito gradacijsko plastnost in laminacijo. Iz karbonatne platforme so bili prineseni v to okolje tudi ooidi, ki jih pogosto najdemo v apnencu.

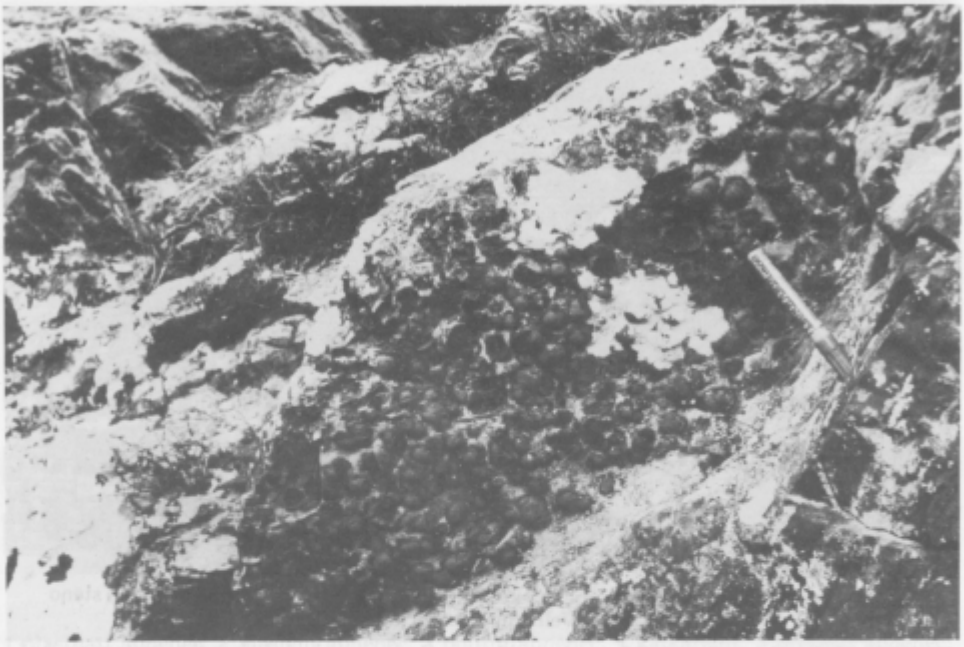
Sl. 5. Pogled na nagubane in narinjene jurske in spodnjekredne plasti pod zahodno steno Velikega Mangarta

Fig. 5. Folded and overthrusted Jurassic and Lower Cretaceous beds below the western wall of Veliki Mangart



Sl. 6. Liasna breča na Mangartskem sedlu

Fig. 6. Lias breccias on the Mangart pass



Sl. 7. Železovo-manganovi gomolji na Mangartskem sedlu
Fig. 7. Ferri-manganiferous nodules on the Mangart pass

Značilnost malmskega apnenca je lokalna silicizacija, tanke pole in do 20 cm veliki gomolji rožena, ki je še ohranil prvotno strukturo kamnine. V vzorcih biokalkarenita in biopelmikrita se pojavlja autigeni glaukonit, ki kaže na globljevodno okolje z nižjimi temperaturami od 15 °C (Parrenga, 1967).

Posebnost malmskega zaporedja plasti na Mangartskem sedlu je več metrov debel sklad masivnega apnenca, ki leži med plastnatim in ploščastim apnencem z rožencem in ga na drugih krajih nismo našli.

Od fosilov so napogostnejši krinoidi, ki so v nekaterih plasteh kamnotvorni; bili so naplavljeni. V mikrofosilni združbi so prisotni še naslednji fosili: *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina elongata* (Leupold), *T. alpina* (Leupold), Lituolidae, ostrakodi, spikule spongij, radiolariji in lupinice pelagičnih školjk (tab. 2, sl. 5, 6).

Sedimentacija v mirnem in globljem okolju se je nadaljevala tudi v obdobju najzgornejše jure in spodnje krede. Odložil se je tankoplastnati do ploščasti apnenec značilne rdečkasto rjave, sivkasto zelene ali bele barve. Apnenec vsebuje številne gomolje rožena. Po strukturi prevladuje gosti biomikrit, redkeje biopelmikrit; po Dunhamovi klasifikaciji ga uvrščamo v tip »mudstone« in »wackestone«. Energijski indeks preiskanih vzorcev apnenca je večidel nizek, kar kaže na sedimentacijo v mirnem okolju. Le redki vzorci imajo nekoliko višji energijski indeks. V njih zasledimo posamezne oolite in drobne mikritne intraklaste, ki so bili v okolje sedimentacije naplavljeni. Podobna struktura kamnine, kot jo kaže apnenec, je včasih ohranjena tudi v rožencu. Kremen je mikrokristalen, konture rožena in prikamnine pa povečini niso ostre. Za celotno zaporedje so značilni tudi stilolitni šivi, v katerih je prišlo do raztapljanja apnenca med kasno diagenezo. Po osnovnih

litostratigrafskih značilnostih lahko te apnence primerjamo z apnenci »biancone« ali »maiolica« (tab. 10, sl. 2).

Med fosili so najpogostnejše kalpionelide, ki kronostratigrafsko omejujejo te plasti od zgornjega titonija do valanginija. V zbruskih apnenca so bili določeni naslednji fosilni ostanki: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. alpina-elliptica* Cadisch, *C. elliptica* Cadisch (tab. 2, sl. 1–4), *Cadosina lapidosa* Vogler, *Remaniella cadischiana* (Colom), *Tintinopsella* sp., *Cristelaria* sp., Textulariidae, radiolariji, ostanki iglokožcev in aptihi amonitov. Po kalpionelidah smo plasti uvrstili od zgornjega titonija do spodnjega berriasija.

Ker krovnina titonijsko-valanginijskih plasti na Mangartskem sedlu ni razvita, njihove debeline ne moremo določiti.

Najmlajši stratigrafski člen na raziskanem ozemlju okrog Mangartskega sedla je senonska »scaglia«, ki leži glede na prej opisane jurske in kredne plasti v drugi tektonski luski (sl. 3). »Scaglia« kaže enake litološke značilnosti, kot jih ugotavljamo na širšem bovško-kobariškem prostoru. Po strukturi gre za homogen biomikritni apnenec, pogosto z lapornatim videzom in redkimi gomolji roženca. Med fosili prevladujejo globotrunkane; njihov delež je spremenljiv in znaša od sledov (»mudstone«) do približno 20 % (»wackestone«). Vsebnost karbonata v dveh preiskanih vzorcih znaša 82 in 87 %. Zaradi primesi hematita, ki kaže na oksidacijske pogoje sedimentacije znotraj globljega bazena, je kamnina obarvana rdečkasto.

Opisane kamnine smo starostno uvrstili v senon, ki smo ga določili na osnovi bogate globotrunkanske združbe z vrstami: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. fornicata* Plummer, *G. tricarinata* (Quereau), *G. gagnebini* Tilev, *G. ventricosa* White, *G. conica* White, *G. stuartiformis* Dalbiez, *G. lapparenti* Bolli in drugimi (tab. 2, sl. 7, 8).

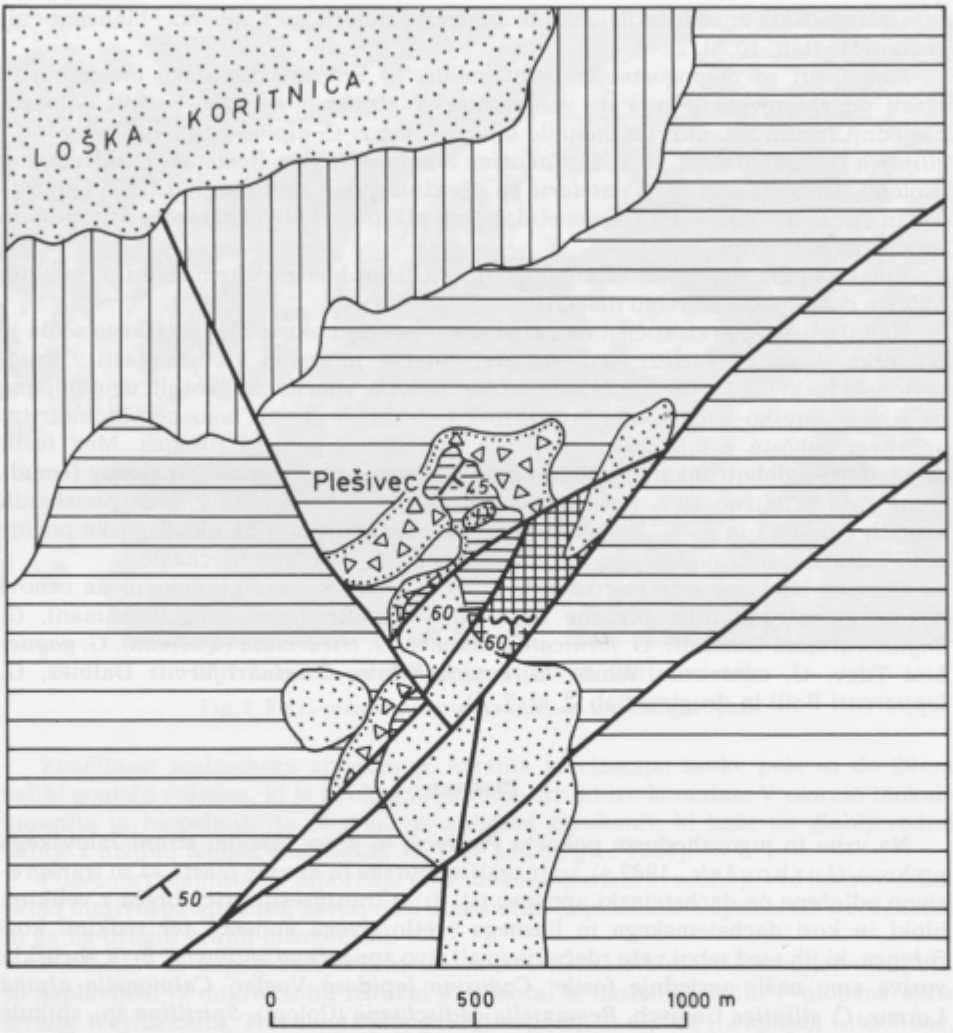
Plešivec

Na vrhu in jugovzhodnem pobočju Plešivca, to je na zahodni strani Jalovškega preloma (Jurkovšek, 1987 a), so razgaljene jurske in kredne plasti, ki so transgresivno odložene na dachsteinski apnenec (sl. 8). O transgresiji priča breča z velikimi bloki in kosi dachsteinskega in liasnega svetlo sivega apnenca ter redkimi kosi roženca, ki jih med seboj veže rdeče rjavo ali sivo apnenčevo vezivo (sl. 9). V zbruskih veziva smo našli naslednje fosile: *Cadosina lapidosa* Vogler, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Remaniella cadischiana* (Colom), *Spirillina* sp., spikule spongij, radiolarije, iglokožce, lupinice pelagičnih školjk in aptihe amonitov. Transgresivna breča se je torej odložila v obdobju zgornjega titonija in po njem.

Nad brečo leži približno 1,5 m debela plast rožnatega gomoljastega apnenca z rožencem. Od makrofosilov so v njem do 7 cm veliki aptihi iz rodu *Lamellaptychus*, redke solitarne korale, več pa je ostankov iglokožcev, predvsem krinoidnih ploščic (tab. 10, sl. 3). Med mikrofosili prevladujejo iste vrste kot v vezivu breče (tab. 3, sl. 1–3).

Navzgor sledi menjavanje ploščastega rožnatega, svetlo sivega in sivo zelenega biomikritnega apnenca in laporja. V apnencu so pogostni gomolji in leče roženca. Roženec se lahko pojavlja tudi v plasteh kot radiolarit.

Mikrofosili v apnencu pripadajo vrstam *Cadosina lapidosa* Vogler, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch in *Remaniella cadischiana* (Colom). Poleg omenjenih fosilov se pojavljajo še radiolariji, spikule spongij in ostanki iglokožcev (tab. 3, sl.



Sl. 8. Geološka skica Plešivca z okolico
Legenda pri sliki 3

Fig. 8. Geological sketch-map of Plešivec and its surroundings
Legend shown in Figure 3

4–8). Kalpionelide pripadajo coni »*calpionella*« in določajo zgornjetitonijsko do vključno spodnjeberriasijsko starost plasti.

Za razvoj jurskih in krednih plasti na Plešivcu so značilne tanjše plasti apnenčeve breče ali brečastega apnenca med mikritnim apnencem. Vezivo breče je bele do svetlo sive, redkeje rožnate barve in ga po strukturi uvrščamo v biointrasparrudit (brečasti apnenec) in biointrapelmikrit. Kosi so manjši kot v talninski breči. V enem od njih je bila najdena foraminifera *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), ki kaže na liasno oziroma zgornjetriasno starost.

Sl. 9. Breča z zgornjetitonijsko-berriasijskim vezivom na Plešivcu

Fig. 9. Breccia with the Upper Tithonian-Berriasian cement on Plešivec

Podobno kot na Mangartskem sedlu tudi na Plešivcu ne najdemo sledov spodnjekrednih kamnin, ki so v Bavšici in pri Vrsniku razvite kot globljevodni fliš. Na Plešivcu je na zgornjetitonijsko-berriasijskih plasteh transgresivno odložena zgornjeturonijska in spodnjesenonska »scaglia« (tab. 11, sl. 1). Predstavlja jo tankoploščasti biomikritni, lokalno lapornati apnenec s polami in gomolji roženca. Za razliko od Mangartskega sedla, kjer je obarvana pretežno rdeče rjavo, je »scaglia« na sedlu vzhodno od vrha Plešivca v glavnem sivo zelene barve. V celotnem zaporedju plasti, debelem največ 50 m, smo ugotovili naslednje vrste globotrunkan: *Globotruncana renzi* Gandolfi, *G. imbricata* Mornod, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. coronata* Bolli, *G. fornicata* Plummer, *G. helvetica* Bolli in *G. lapparenti* Bolli (tab. 4, sal. 1–7). Poleg globotrunkan so pogostni radiolariji in redki preseki inoceramusov z značilno prizmatično strukturo lupin.

Debelino posameznih litostratigrafskih členov je težko določiti, saj plasti niso nikjer vidne v celoti ali pa so tektonsko vkleščene in nagubane. Transgresivna breča v talnini je debela 10 m in več, sklop titonijsko-berriasijskega apnenca in breče pa smo ocenili na 30 m.

Bavšica

Na skrajnem vzhodnem koncu Bavšice že barva kamenine in rastlinje kažeta na očitno spremembo v litološki sestavi ozemlja. V obliki tektonsko razlomljene sinklinale, ki ji os tone proti jugozahodu, izdanjajo liasni plitvovodni apnenci ter dogger-

ski, malmski in spodnjekredni globljevodni sedimenti. Zgornjekredna »scaglia« je vkleščena le ob posameznih prelomih, zato njenega stratigrafskega odnosa do starejših kamnin nismo mogli ugotoviti (sl. 10).

Liasni svetlo sivi in skladnati apnenec leži konkordantno na dachsteinskem apnencu. Med preiskanimi vzorci apnenca prevladuje biosparit nad biopelmikritom, po strukturi grainstone in wackstone. Za plitvo okolje sedimentacije so značilne kopuče neskeletnih alg, sicer pa je fosilna združba precej raznolika. V nekaterih vzorcih prevladujejo moluski, drugod skeletne alge, tako da kamnino poimenujemo kar algni apnenec ali biolitit. V manjši meri so povsod zastopane redke foraminifere ter ploščice ehinodermov. V sklopu liasnega zaporedja se pogosto pojavljajo plasti in skladi oolitnega apnenca (tab. 11, sl. 2).

Sivi in temno sivi plastnati in ploščasti mikritni apnenec, krinoidni apnenec ter roženec smo kronostratigrafsko uvrstili v dogger in malm. Najnižji del teh plasti je morda še zgornjeliasne starosti, vendar za takšno trditev nimamo dokazov. Prav tako ni bilo mogoče na osnovi mikrofavne ločiti doggerskih in malmskih plasti med seboj. Kljub temu je položaj te 70 m debele litostratigrafske enote natančno določen, saj leži med liasnim apnencem šelfnega razvoja v talnini in med titonijsko-berriasijskim ploščastim apnencem z rožencem v krovnini.

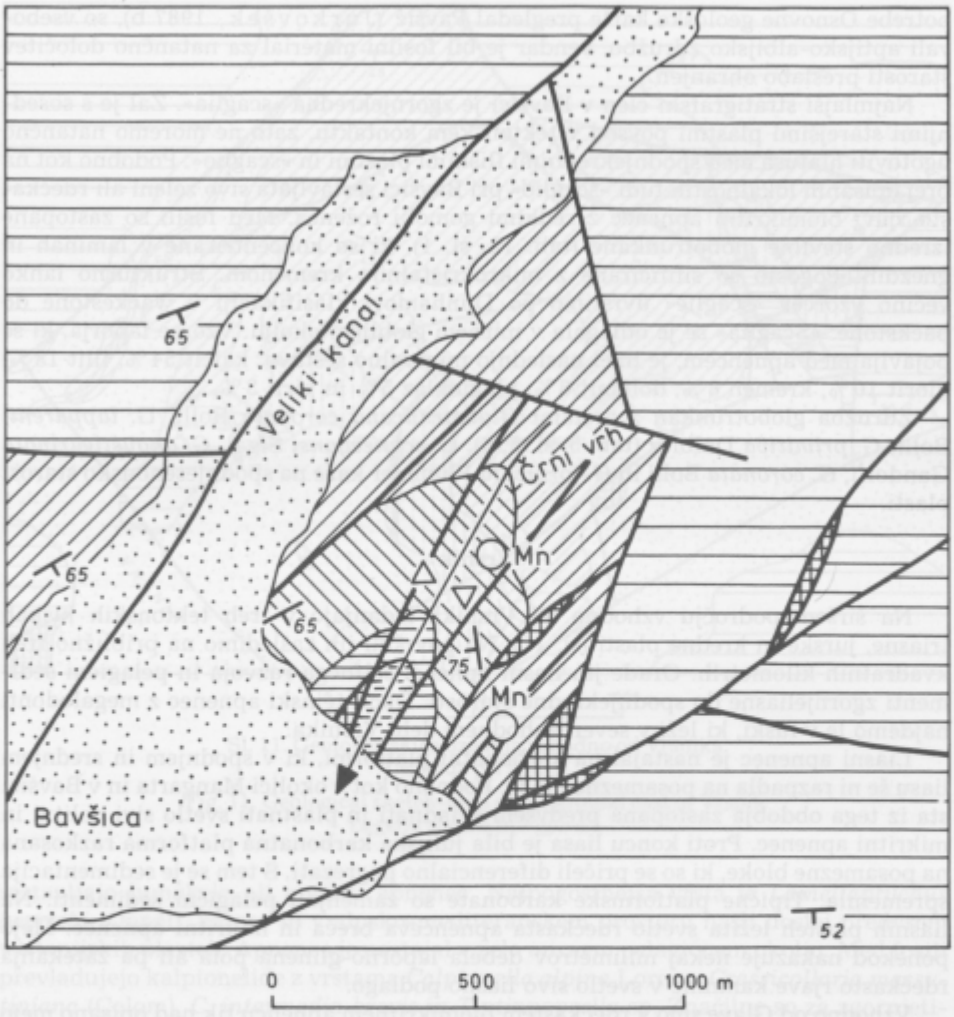
V vzhodnem krilu sinklinale je med prelomi vkleščeno nekaj metrov temno sivega, z manganom orudenega skrilavca in silificiranega apnenca. V primerjavi s položajem orudenih plasti na Mangartskem sedlu sklepamo, da gre za ostanek najnižjega dela opisanih doggersko-malmskih kamnin. Podoben pojav manganove rude je tudi v centralnem delu sinklinale.

Po strukturi prevladuje v doggersko-malmskih plasteh rekristalizirani biopelmikritni apnenec (po strukturi packstone). Alokemi so ehinodermi, peleti, peloidi in pravi ooidi, ki so bili v mirno okolje sedimentacije naplavljeni. Apnenec je pogosto-krat silificiran. Poleg posameznih plasti in gomoljev rožena se javlja tudi več metrov debel paket črnega rožena. Značilni za doggersko-malmsko zaporedje so zelo številni drobni krinoidni členki, ki so v posameznih plasteh kamnotvorni (tab. 11, sl. 3). Cement, ki jih povezuje, je večidel sintaksialni kalcit, vse drugo pripada mikritu. Podobno kot na Mangartskem sedlu se tudi pri Bavšici javljajo med krinoidnimi ostanki zrna autigenega glaukonita, ki je kamnino obarval rahlo zelenkasto. Krinoidni apnenec je lokalno tudi nekoliko silificiran.

Mikrofavna v zbruskih je bila razmeroma siromašna. Poleg vrste *Protopeneroplis striata* Weynschenk (tab. 5, sl. 2) smo našli foraminifere iz družin Ophthalmidiidae, Textulariidae in Lagenidae ter iz rodov *Quinqueloculina* in *Cristelaria*.

Nad opisanimi plastmi leži okoli 30 m ploščastega mikritnega belo, sivo ali bledo rožnato obarvanega apnenca z rožencem. Kronostratigrafsko uvrščamo te plasti v obdobje od zgornjega titonija do vključno spodnjega berriasija, kajti nekatere vrste kalpionelid kažejo na cono »calpionella«. V zbruskih smo našli naslednjo združbo: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinopsella* sp., radiolarije, ostanke iglokožcev in aptihe amonitov (tab. 5, sl. 1).

V jedru sinklinale leže spodnjekredne plasti zelenkasto do temno sivo obarvanega laporja, glinovca, apnenca, kalkarenita, peščenjaka in rožena, ki so ekvivalent globljevodnega fliša. Apnenec je ploščast, po strukturi silificiran biomikrit (mudstone) s posameznimi radiolariji in spikulami spongij. Skrilavec je brez karbonatne primesi in je zaradi obilice pirita temne barve. Med minerali glin sta v njem zastopana illit (40 %) in klorit (22 %), od drugih mineralov pa so prisotni še kremen (21 %), plagioklaz (11 %) in pirit (6 %). Podobno mineralno združbo ima tudi lapor, le



Sl. 10. Geološka skica vzhodnega konca Bavšice
Legenda pri sliki 3

Fig. 10. Geological sketch-map of the eastern part of Bavšica
Legend shown in Figure 3

da je brez pirita in vsebuje okoli 40% kalcita. Med laporjem so pogostne pole in gomolji temnega roženca.

V zbruskih lapornatega apnenca smo ugotovili naslednje mikrofosile: *Globigerinelloides* cf. *breggiensis* (Gandolfi), *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp. (tab. 5, sl. 3, 4) in radiolarije. Vrsta *Globigerinelloides breggiensis* kaže na albijsko starost apnenca. To domnevo potrjujejo tudi številne izolirane hišice vrste *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) v izpirku laporja. Ta vrsta stratigrafsko ni kdo ve kako razširjena na prehodu med albijem in cenomanijem. Vzorci laporja za raziskave nanoplanktona, katere je za

potrebe Osnovne geološke karte pregledal Pavšič (Jurkovšek, 1987 b), so vsebovali aptijsko-albijsko združbo, vendar je bil fosilni material za natančno določitev starosti preslabo ohranjen.

Najmlajši stratigrafski člen v Bavšici je zgornjekredna »scaglia«. Žal je s sosednjimi starejšimi plastmi povsod v tektonskem kontaktu, zato ne moremo natančno ugotoviti hiatusa med spodnjekrednimi flišnimi plastmi in »scaglio«. Podobno kot na prej opisanih lokalnostih tudi »scaglio« pri Bavšici sestavljata sivo zeleni ali rdečkasto rjavi biomikritni apnenec z redkimi gomolji roženca. Med fosili so zastopane izredno številne globotrunkane (tab. 12, sl. 1), ki so koncentrirane v laminah in gnezdih. Pogosto so silificirane z mikrokristalnim kremenom. Strukturno lahko večino vzorcev »scaglie« uvrstimo po Dunhamovi klasifikaciji v wackestone do packstone. »Scaglia« se je odlagala v mirnem globljem okolju. Vzorec laporja, ki se pojavlja med apnencem, je imel naslednjo mineralno sestavo: kalcit 54 %, illit 13 %, klorit 10 %, kremen 8 %, dolomit 6 %, plagioklaz 5 % in pirit 3 %.

Združba globotrunkan z vrstami *Globotruncana coronata* Bolli, *G. lapparenti* Bolli, *G. primitiva* Dalbiez (tab. 5, sl. 5, 6), *G. schneegansi* Sigal, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. coronata* Bolli in *G. fornicata* Plummer kaže na spodnjesenonsko starost plasti.

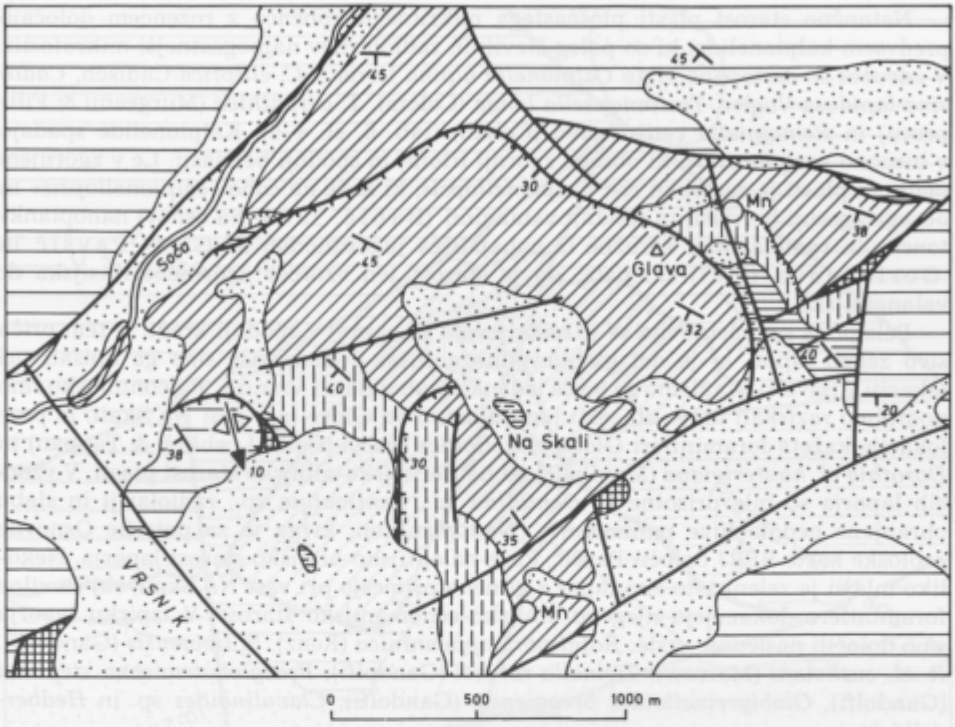
Vrsnik

Na širšem področju vzhodno od Vrsnika izdanjajo v treh tektonskih luskah triasne, jurske in kredne plasti (sl. 11). Na površini jih zasledimo na približno treh kvadratnih kilometrih. Grade jih liasni apnenci šelfnega razvoja in pelagični sedimenti zgornjeliasne do spodnjekredne starosti. Dachsteinski apnenec z megalodonti najdemo le v luski, ki leži v severozahodnem delu Vrsnika.

Liasni apnenec je nastajal na karbonatni platformi, ki v spodnjem in srednjem liasu še ni razpadla na posamezne bloke. Podobno kot v okolici Mangarta in v Bavšici sta iz tega obdobja zastopana predvsem skladnati in plastnati svetlo sivi oolitni in mikritni apnenec. Proti koncu liasa je bila julijska karbonatna platforma razkosana na posamezne bloke, ki so se pričeli diferencialno pogrezati. S tem se je sedimentacija spremenila. Tipične platformske karbonate so zamenjali pelagični sedimenti. Na liasnih plasteh ležita svetlo rdečkasta apnenčeva breča in mikritni apnenec. Mejo ponekod nakazuje nekaj milimetrov debela laporno-glinena pola ali pa zatekanja rdečkasto rjave kamnine v svetlo sivo liasno podlago.

Vzhodno od Glave smo v rdečkastem biomikritnem apnencu tik nad opisano mejo našli »protoglobigerinide« (*Globigerina helveto-jurassica* Haeusler), (tab. 6, sl. 1–3), *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp., kalcitizirane radiolarije in posamezne ostrakode. Javljajo se tudi številne lupinice pelagičnih školjk, posamezni amoniti in piritno-manganovi gomolji. Enaka breča in apnenec z isto mikrofavno sta razvita tudi na več drugih lokalnostih na širšem območju vzhodno od Vrsnika. Južno od vasi Na Skali se v apnencu pojavljajo do nekaj centimetrov debele skorje železovo-manganovih spojin (tab. 12, sl. 2). Apnenec se je odlagal v mirnem okolju. Mikrofavna in nekatere sedimentološke značilnosti kamnin kažejo na kondenzacijo dela sedimentov zgornjeliasne, doggerske in malmske starosti. V zgornjem delu liasno-malmskih plasti se pojavi rdeče rjav gomoljast apnenec, ki ga lahko primerjamo z razvojem »ammonitico rosso«.

Opisano litostratigrafsko enoto končuje pol metra ploščastega rdeče rjavega biomikritnega apnenca, ki vsebuje drobne aptihe. Ti so ponekod tako številni, da



Sl. 11. Geološka skica ozemlja vzhodno od Vrsnika
Legenda pri sliki 3

Fig. 11. Geological sketch-map of the ground east of Vrsnik
Legend shown in Figure 3

sestavljajo lumakelo ali aptihni apnenec. Najpogostnejša vrsta je *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), katero so v alpsko-mediteranskem prostoru našli doslej predvsem v titonijskih plasteh. Apnenec je nastajal v zelo mirnem pelagičnem okolju. Med fosili prevladujejo kalpionelide z vrstama *Calpionella alpina* Lorenz, *Crassicollaria massutiniana* (Colom), *C. intermedia-brevis* in *Tintinnopsella* sp. Značilne so za zgornjetitonijsko cono »*crassicollaria*«.

Navzgor sledi ploščasti beli, svetlo sivi, svetlo sivo zeleni ali rožnato obarvani biomikritni apnenec z rožencem. Vmes so tanjše plasti in vložki apnenčeve breče z rožencem in plasti lapornatega apnenca. Od makrofosilov se v spodnjem delu teh plasti pojavljajo predvsem aptihi in iglokožci. Med krinoidi prevladujejo majhne čaše rodu *Phyllocrinus* (tab. 8, sl. 1) in radialije ter brahialije planktonskih krinoidov vrste *Saccocoma tenella* (Goldfuss) (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1988). Aptihi, ki se pojavljajo v titonijsko-valanginijskih plasteh na več lokacijah vzhodno od Vrsnika, so pripadali v glavnem vrstama *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) (tab. 8, sl. 4, 5 in 6) in *Lamellaptychus* sp. (tab. 8, sl. 2 in 3), v dolini Soče pa je bila najdena v rdeče rjavem krinoidnem apnencu še vrsta *Punctaptychus punctatus* (Voltz). Obe aptihni vrsti sta bili razširjeni povsod v Tetidini provinci in sta vodilni za titonij (Kälin et al., 1979).

Natančno starost plasti ploščastega mikritnega apnenca z rožencem določajo predvsem kalpionelide, ki so poleg številnih radiolarijev najpogostnejši mikrofosili. V združbi so zastopane vrste *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Cadosina lapidosa* Vogler, *Tintinnopsella longa* (Colom), *T. carpathica* (Murgeanu & Filipescu) in *Remainiella cadischiana* (Colom) (tab. 6, sl. 4–6). Kalpionelide spadajo v biocono *»calpionella«*, ki obsega zgornji titonij in spodnji berriasij. Le v zgornjem delu teh plasti je zastopan rod *Calpionellopsis*, ki kaže na cono *»calpionellopsis«* in obsega zgornji berriasij in spodnji valanginij (Babić, 1973). Na osnovi nanoplanktonske in radiolarijske združbe iz nahajališča jugovzhodno od Glave Pavšič in Goričanova (1987) sklepata, da je starost teh vzorcev zgornjeberriasijska do valanginijska.

Pelagična sedimentacija se je nadaljevala še naprej v spodnji kredi. O tem priča sivo zeleni lapor, ki je del globljevodnega fliša. Podrobnejše smo ga opisali pri lokaciji v Bavšici. Najdemo ga v več izdankih zahodno od Vrsnika. Paleontološko smo podrobno raziskali lapor ob cesti jugovzhodno od Glave in v vasi Na Skali. Iz prve lokacije kažeta foraminiferi *Globigerinelloides caseyi* (Bolli, Loeblich & Tappan) in *Dorothia* cf. *hauteriviana* (Moullade) na hauterivijsko-albijsko starost plasti. V vzorcih laporja so bile prisotne še *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., radiolariji in slabo ohranjene nedoločljive palinomorfe. Nanoplankton, ki ga je za potrebe Osnovne geološke karte SFRJ določil Pavšič, kaže na aptijsko-albijsko starost laporja. Nekoliko mlajši je zelenkasto sivi lapor z glineno primesjo pri vasi Na Skali, saj številne foraminifere dokazujejo njegovo albijsko-cenomanijsko starost. V izpirku laporja smo določili naslednje vrste: *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. ticinensis* (Gandolfi), *R.* cf. *cushmani* (Morrow), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Globigerinelloides breggiensis* (Gandolfi), *Clavulinoides* sp. in *Hedbergella* sp.

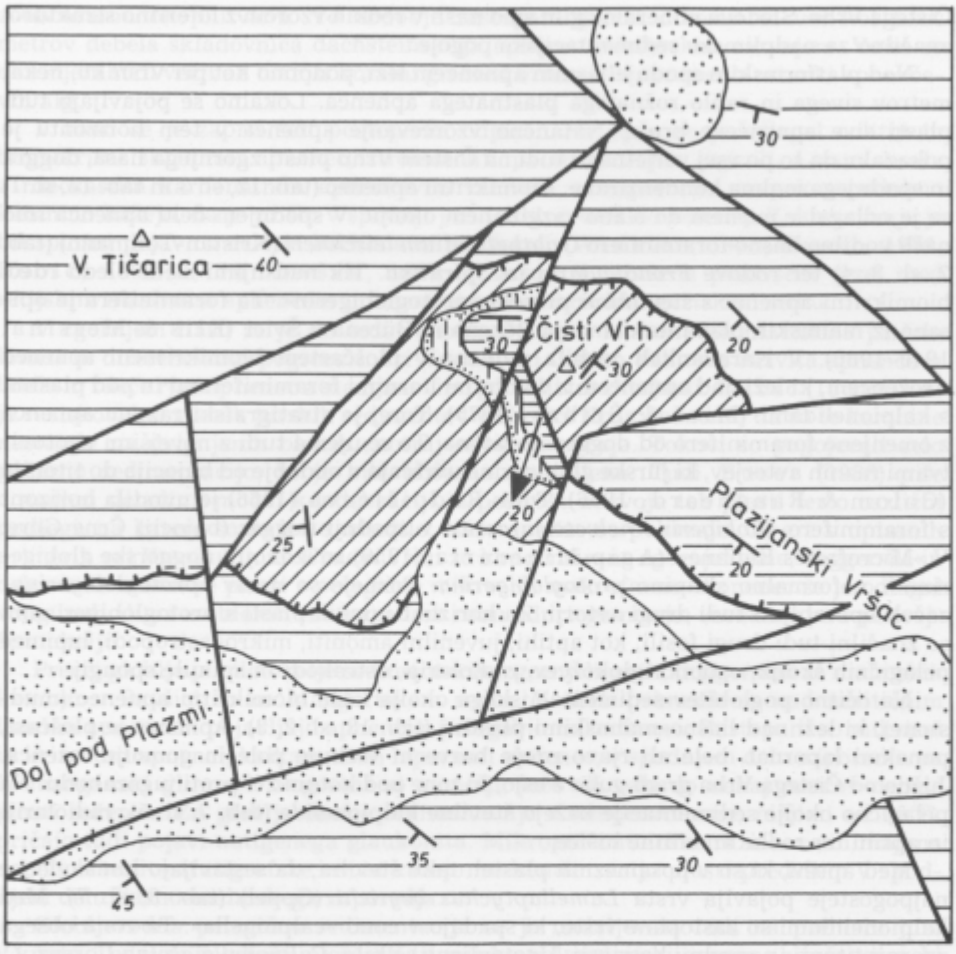
Ker je jasna le spodnja meja fliša s titonijsko-valanginijskimi plastmi, zgornji kontakt pa je tektonski, oziroma se pojavlja le v izoliranih izdankih med ledeniško moreno, prave debeline fliša nismo uspeli ugotoviti.

Naslednji litostratigrafski člen na širšem območju Vrsnika je zgornjesenonska »scaglia«. S sosednjimi kamninami je povsod v tektonskem odnosu. Razvita je kot rdeče rjavi lapornati apnenec z globotrunkanami *Globotruncana calcarata* Cushman, *G. conica* White in *G. fornicata* Plummer. Zahodno od Vrsnika je tektonsko vkleščeno še nekaj nagubanega rdečega rjavega biomikritnega apnenca z rožencem, ki vsebuje zgornjesenonske foraminifere vrst *G. conica* White, *G. fornicata* Plummer. *G. tricarinata* (Quereau) in *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg).

Čisti Vrh

Jurske in kredne plasti so razvite tudi na Čistem Vrhu in okolici, približno 5 km severovzhodno od Vrsnika (sl. 12). Njihov kontakt z dachsteinskim apnencem v okolici je po vsej verjetnosti tektonski, saj normalne stratigrafske meje s spodnjeliasnim apnencem, vsaj na dostopnih pobočjih Čistega Vrha, nismo uspeli ugotoviti.

Najstarejši člen jurskih plasti je spodnjeliasni svetlo sivi skladnati apnenec. Odlagal se je v zelo plitvem odprtem šelfu s pogostnimi litoralnimi pogoji sedimentacije. Po strukturi prevladuje biomikritni in biopelmikritni apnenec (mudstone in wackestone). Apnenec pogosto vsebuje drobne izsušitvene pore (loferit), večkrat pa se pojavljajo tudi stromatolitne plasti. Med fosili so zastopane predvsem kopuče neske-



Sl. 12. Geološka skica Čistega Vrha z okolico
Legenda pri sliki 3

Fig. 12. Geological sketch-map of Čisti Vrh and its surroundings
Legend shown in Figure 3

letnih alg, slede skeletne alge ter posamezne foraminifere in školjčne lupine. Od alokemov opazujemo pelete, mikritne plastiklaste in peletoide. Med skeletnimi algami je najpogostnejša vrsta *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) (tab. 7, sl. 1), ki pa za determinacijo starosti plasti ni značilna. Lias dokazujejo ostanki alge *Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia), (tab. 7, sl. 2). Izsušitvene pore merijo večidel do 3 mm in so pogosto zapolnjene z mikritnim blatom ter kalcitnim cementom, tako da kažejo geopetalno teksturo. Energijski indeks odvzetih tipičnih vzorcev je relativno nizek ($E_1 = 1–2$), kar kaže na slabo razgibano okolje v priobalnem šelfu. V bolj razgibanem okolju se je odlagal oolitni apnenec, ki je razvit v neposredni okolici

Čistega Vrha. Sledove mineralov glin smo našli v redkih vzorcih z loferitno strukturo, značilno za nadplimske sedimentacijske pogoje.

Nad platformskim spodnjeliasnim apnencem leži, podobno kot pri Vrsniku, nekaj metrov sivega in rahlo rožnatega plastnatega apnenca. Lokalno se pojavljajo tudi plasti sive apnenčeve breče. Natančno vzorčevanje apnenca v tem horizontu je pokazalo, da so po vsej verjetnosti tudi na Čistem Vrhu plasti zgornjega liasa, doggra in spodnjega malma kondenzirane. Biomikritni apnenec (tab. 12, sl. 3 in tab. 13, sl. 1) se je odlagal v mirnem do slabo razgibanem okolju. V spodnjem delu apnenca smo našli vodilno liasno foraminifero *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann) (tab. 7, sl. 3, 4) ter rodove *Frondicularia* in *Spirillina*. Tik nad njimi sledi bledo rdeči biomikritni apnenec s številnimi preseki »protoglobigerin«. Ta foraminifera je opisana iz malmskih plasti na območju Bözena in Bürena v Švici (Elis & Messina, 1940–1986). V Karavankah je bila najdena v ploščastem biomikritnem apnencu z rožencem, ki leži nad apnencem z vodilnimi liasnimi foraminiferami in pod plastmi s kalpionelidami (Mioč & Šribar, 1975). Torej je stratigrafski razpon apnenca z omenjeno foraminifero od doggra do titona. To se ujema tudi z novejšimi ugotovitvami raznih avtorjev, ki jurske globigerine uvrščajo v obdobje od bajocija do titonija (Colom & Rangheard, 1966). Tudi Radoičićeva (1966) je uvrstila horizont s foraminifero *Globigerina helveto-jurassica* v spodnji dogger (bajocij) Črne Gore. V »Microfacies Italiane« (Agip Mineraria, 1959) so izdvojili doggerske globigerine v neformalno skupino *protoglobigerina*. Pozneje so naziv *»protoglobigerina«* začeli uporabljati tudi drugi avtorji. Za horizont jurskih plasti s protoglobigerinami so značilni tudi drugi fosili, kot aptihi, juvenilni amoniti, mikrogastropodi, lupinice pelagičnih školjk, ostanki iglokožcev, radiolariji, ostrakodi in spikule spongij.

Na očitno poglobitev sedimentacijskega okolja kaže biomikritni apnenec (mudstone), ki leži nad liasno-malmskimi plastmi (tab. 13, sl. 2, 3). Apnenec je ploščast, ponekod lapornat, bele ali rjavo rdeče barve in vsebuje pole in gomolje roženca. Južno od Čistega Vrha gradi gubo z osjo, ki tone pod kotom 20° proti jugozahodu. Na pelagično okolje sedimentacije kažejo številne kalpionelide (tab. 7, sl. 5), radiolariji in aptihi ter redke amonitne hišice.

Med aptihi, ki so v posameznih plasteh tako številni, da sestavljajo lumakelo, se najpogosteje pojavlja vrsta *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) (tab. 8, sl. 7). Med kalpionelidami so zastopane vrste, ki spadajo v cono »calpionella«. Ta cona obsega zgornji titonij in spodnji berriasij. Ugotovljene so bile: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Cadosinia lapidosa* Vogler in *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu).

Sklep

Kljub temu, da so opisane jurske in kredne plasti v Julijskih Alpah omejene na majhna ozemlja Mangartskega sedla, Plešivca, Bavšice, Vrsnika in Čistega Vrha, nam njihov bio- in litostratigrafski razvoj marsikaj pove o starosti, medsebojnih stratigrafskih odnosih in okolju, v katerem so nastajale. Pri interpretaciji okolja smo se omejili predvsem na geološke razmere na opisanih lokacijah, saj za širši prostor Julijskih Alp že obstaja več študij o razvoju in okolju sedimentacije jurskih in krednih plasti.

V norijski in retijski stopnji je na celotnem ozemlju Julijskih Alp prevladovala izključno plitvovodna karbonatna sedimentacija, ki se je deloma nadaljevala še iz karnijske stopnje. Julijska karbonatna platforma je imela tedaj značaj zaprtega šelfa

z občasnimi okopnitvami. To obdobje zastopata glavni dolomit in več kot tisoč metrov debela skladovnica dachsteinskega apnenca z loferskim razvojem. Vmes so ohranjeni tudi večji ali manjši koralni grebeni in masivni apnenec z ostanki apnenčevih alg.

V liasu se je zaprti šelf postopoma odpiral. Na njem se je odlagal oolitni in biomikritni skladnati apnenec, stromatoliti pa so skorajda izginili. Liasna breča z rdečkastim karbonatnim apnenčevim vezivom in zapolnitve razpok s podobno kamnino kažejo, da je prišlo v spodnji juri lokalno tudi do emerzij. Zakrasevanje je bil splošni pojav na celotni karbonatni platformi (Winkler, 1920; Buser, 1986; Babić, 1980/81; Jurkovšek, 1987 b). Jasno je izražena predvsem vrzel med retijskim masivnim apnencem in liasnimi brečami na Mangartskem sedlu.

V zgornjem liasu se je do tedaj enotna Julijska karbonatna platforma pričela lomiti in diferencialno pogrezati. Pri Vrsniku in Čistem Vrhu sta razvita apnenčeva breča in rdeče rjav apnenec z manganovimi gomolji ter skorjami. Babić (1980/81), ki je raziskoval nastanek jurskih sedimentov v okolici Krna, je menil, da so te kamnine nastajale na dvignjenih blokih znotraj odprtega morja. Tokovi so pogojevali zelo počasno sedimentacijo, ki je bila občasno prekinjena. Tudi Buser (1986) piše o majhni debelini, močni kondenzaciji in pestrosti razvoja teh plasti ter o različni podlagi, na katero so se le-te odložile. Naše analize so pokazale, da gre v opisanih primerih pri Vrsniku in na Čistem Vrhu za kondenzirane zgornjeliasne, doggerske in deloma še malmske plasti s pelagično mikro- in makrofavno. Apnenec se je odlagal v lagunah ali pa na blokih znotraj ali ob robu odprtega morja, vsekakor pa v plitvejšem okolju.

Precej globlje je bilo okolje sedimentacije zgornjeliasnih, doggerskih in malmskih kamnin v Bavšici in na Mangartskem sedlu. V obeh primerih se nad neritičnim liasnim apnencem pojavljajo apnenci s pelagično mikrofavno. Zastopani so mikritni in krinoidni apnenci, kalkarenit in lapornati apnenec, v spodnjem delu zaporedja pa še manganski glinovec. Pogostni so gomolji, leče ali celo do nekaj metrov debele plasti roženca. Za globlje okolje sedimentacije s temperaturami, nižjimi od 15 °C, pričajo tudi pojavi autigenega glaukonita. Mikropaleontološke raziskave in majhna debelina te litostratigrafske enote kažejo na kondenzacijo plasti predvsem v spodnjem delu liasno-malmskega zaporedja.

Globljevodna pelagična sedimentacija se je nadaljevala tudi na prehodu jure v kredo. Tedaj se je odložil ploščasti titonijsko-valanginijski apnenec z rožencem, ki ga po lito- in biostratigrafskih značilnostih lahko primerjamo z razvojema »biancone« oziroma »maiolica« v sosednji Italiji. Zanj je značilno množično pojavljanje kalpionelid, radiolarijev, planktonskih krinoidov in drugih pelagičnih fosilov. O močni tektonski aktivnosti v tem obdobju ter o razmeroma hitrih dvigih in spustih posameznih tektonskih blokov pričajo transgresivno na dachsteinskem apnencu odložene pelagične plasti titonijsko-valanginijske starosti na Plešivcu.

Konec valanginija oziroma v hauteriviju se je sedimentacija spremenila. Na titonijsko-valanginijskih plasteh se je odložil globljevodni fliš, ki sestoji iz laporja in glinovca s posameznimi plastmi apnenca, kalkarenita in peščenjaka. Medtem ko v Bavšici zasledimo vse litološke člene fliša, je vzhodno od Vrsnika razvit le glinenolapornati del te litostratigrafske enote.

Globljevodna pelagična sedimentacija se je nadaljevala še v turoniju in senonu, ko se je odložila »scaglia«. Normalne meje med njo in starejšimi plastmi na opisanih lokacijah nismo našli, ker je z njimi skoraj povsod v tektonskem odnosu. Le na Plešivcu je »scaglia« odložena transgresivno na titonijsko-berriasijskem apnencu.

Pelagic Jurassic and Cretaceous beds in the western part of the Julian Alps

The paper presents the investigation results concerning the Jurassic and Cretaceous strata occurring at several places in the Julian Alps (Fig. 1). These beds are of restricted dimensions for the most part and represent tectonically confined rests unconformably overlying limestones of the Upper Triassic age. They are mainly fault-bound blocks along some more important faults with evidence of folding and local scaling. The described Jurasssic and Cretaceous beds occur in the area of the Mangart pass (Fig. 3), at Plešivec (Fig. 8), at Bavšica (Fig. 10), on Vrsnik (Fig. 11) and at Čisti Vrh (Fig. 12).

Their biostratigraphic and lithostratigraphic features tell many a thing about the ages and relative stratigraphic relations in the environments of their origin (Fig. 2). Concerning the interpretation of geological environments, the atention was paid mostly to geological conditions of the locations treated herein, since for the larger region of the Julian Alp a number of regional geological studies have already been published (Diener, 1884; Kossmat, 1913; Winkler Hermaden, 1936; Selli, 1953, 1963; Buser, 1986; Jurkovšek, 1987 b).

During the Norian and the Rhaetian stages, on the whole territory of the Julian Alps the exclusively shallow-water carbonate sedimentation prevailed, partly also as a deposition continuance from the Carnian time. In those times the Julian carbonate platform was apparently a closed shelf environment with some periodically emergent parts. This period is represented by strata of the Main Dolomite and of more than 1000 m thick succession of the Dachstein Limestone of the Lofer facies. Coral reefs of larger or smaller dimensions and massive limestone with remains of calcareous algae are preserved among these strata.

The closed shelf gradually opened up during the Lias time. Oolitic and biomicritic thick-bedded limestone deposited on it, and stromatolites nearly disappeared. Reddish calcareous cement of the Lias breccia, and rock fissures filled-up with the same stuff, are evidence of local emergences during the Lower Lias. Carstification was a general phenomenon on the whole carbonate platform (Winkler, 1920; Buser 1986; Babić, 1980/81; Jurkovšek, 1987 b). The gap between the Rhaetian massive limestone and the Lias breccias is especially clear on the Mangart pass.

Until then uniform Julian carbonate platform began to come apart and to subside differentially in the Upper Lias time. The calcareous breccia and the red-brown limestone containing manganese nodules and crusts occur at Vrsnik and on Čisti Vrh. According to Babić (1980/81), who investigated the origin of the Jurassic sediments in the surroundings of the Krn Mt. these rocks were deposited on the rises within the open sea. The very slow depositional process, which was interrupted periodically, was conditioned by the currents. Buser (1986) too, refers to modest thickness and strong condensation of various facies of these beds as well as to variable bases on which they were deposited. Present investigations of sediments at Vrsnik and on Čisti Vrh demonstrate that probably the condensed Upper Lias, Dogger and partly also Malm beds with pelagic micro- and macrofauna are the matter in question. Limestone precipitated in lagoons or on block within or on the margins of the open sea – at all events in a shallower environment.

Rather deeper was the sedimentation environment of the Upper Lias, Dogger and Malm beds at Bavšica and on the Mangart pass. At both localities the neritic Lias limestone is overlain by limestones containing pelagic microfauna. Micritic and crinoid limestones are represented together with calcarenite and marly limestone,

and in the lower part of the sequence also with manganiferous claystone. Nodules, lenses and even up to some meters thick layers of chert are frequent. The occurrence of authigenous glauconite bears witness of the presence of a sedimentation environment with temperatures below 15 °C (Parrenga, 1967). Results of micropaleontological analyses and small thickness of this lithostratigraphic unit point at the condensation of beds mainly in the lower part of the Lias-Malm sequence.

Deeper-water pelagic sedimentation continued during the transition from the Jurassic to the Cretaceous. Cherty Tithonian-Valanginian platy limestone was deposited in that time, and it can be compared by its litho- and biostratigraphic characteristics to "biancone" and "maiolica" facies respectively in the neighbouring Italy. It is distinguished by mass appearance of calpionellids, radiolaria, aptychi, planctonic crinoids and other pelagic fossils. Strong tectonics of that period, with relatively quick uplift and depression of individual tectonic blocks, is evidenced on Plešivec by transgressively deposited pelagic Tithonian-Valanginian beds over the Dachstein Limestone.

By the and of the Valanginian or during the Hauterivian respectively, the sedimentation processes changed. Over the Tithonian-Valanginian beds deeper-water flysch was deposited, itself consisting of marl and shale with individual beds of limestone, calcarenite, and sandstone. All lithologic varieties of the flysch assemblage can be traced at Bavšica, whereas east of Vrsnik only the shaly-marly part of this lithostrathigraphic unit can be seen.

Deeper-water pelagic sedimentation continued also during the Turonian and Senonian times when the "scaglia" beds were deposited. A normal boundary between these and the older beds was not found at the described localities since it is nearly in all places tectonically conditioned. The unconformable position of "scaglia" over the Tithonian-Valanginian limestone can be seen on Plešivec only.

The Cretaceous sedimentation comes to a close by flysch, which – with exception of the Vrsnik area – is not present, and it is therefore not described herein.

The present treatise resulted from the joint field work of several years, performed by some geologists of the Ljubljana Geological survey: regional geological investigations were done by B. Jurkovšek and collaborators, micropaleontological analyses by L. Šribar, sedimentological studies by B. Ogorelec and macropaleontological determinations by T. Kolar-Jurkovšek and B. Jurkovšek.

Tabla 1 – Plate 1

Mangartsko sedlo

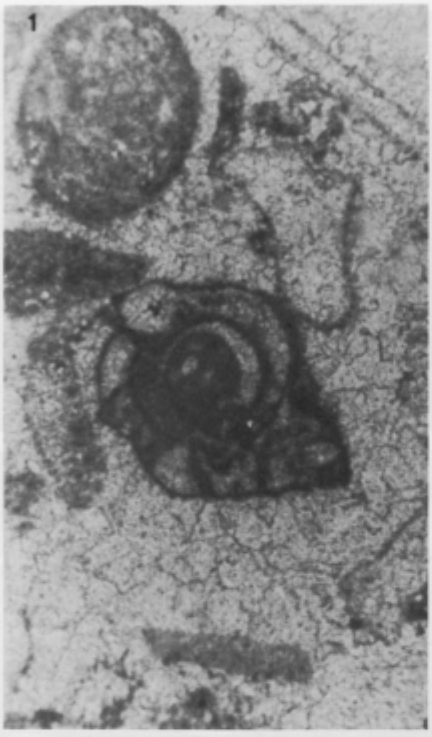
Zgornji trias
Upper Triassic

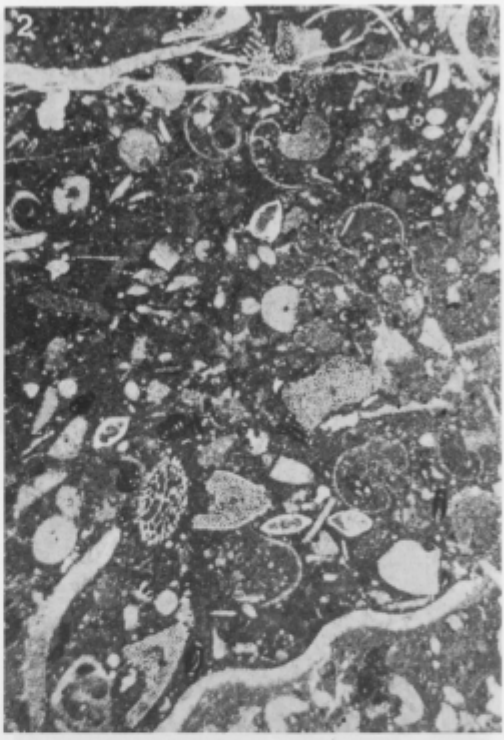
1 *Galeanella panticae* Zaninetti & Brönnimann, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), 65 ×

Lias
Liassic

2, 3 *Cristelaria* sp., Echinodermata, Mollusca, juvenile ammonites.
2 – 20 ×
3 – 45 ×

4, 5 *Ophthalmidium leischneri* (Kristan-Tollmann), 65 ×


1


2

3

4

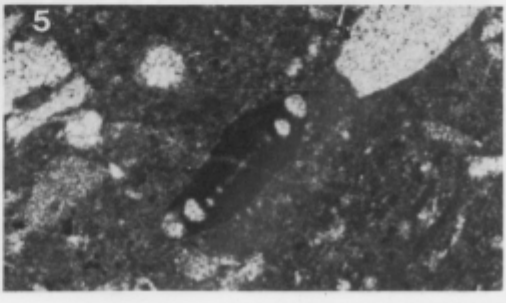

5

Tabla 2 – Plate 2

Mangartsko sedlo

Zgornji titonij-berriasij
Upper Tithonian-Berriasian

1 *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella* sp., 165 ×
2 *Calpionella alpina-elliptica* Cadisch, 165 ×
3 *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, 165 ×
4 *Calpionella* sp., 165 ×

Malm

5 *Protopeneroplis striata* Weynschenk, 65 ×
6 *Trocholina elongata* (Leupold) in Lituolidae, 65 ×
7, 8 Senonski mikritni apnenec z globotrunkanami, 55 ×
Senonian micritic limestone with globotruncans, 55 ×

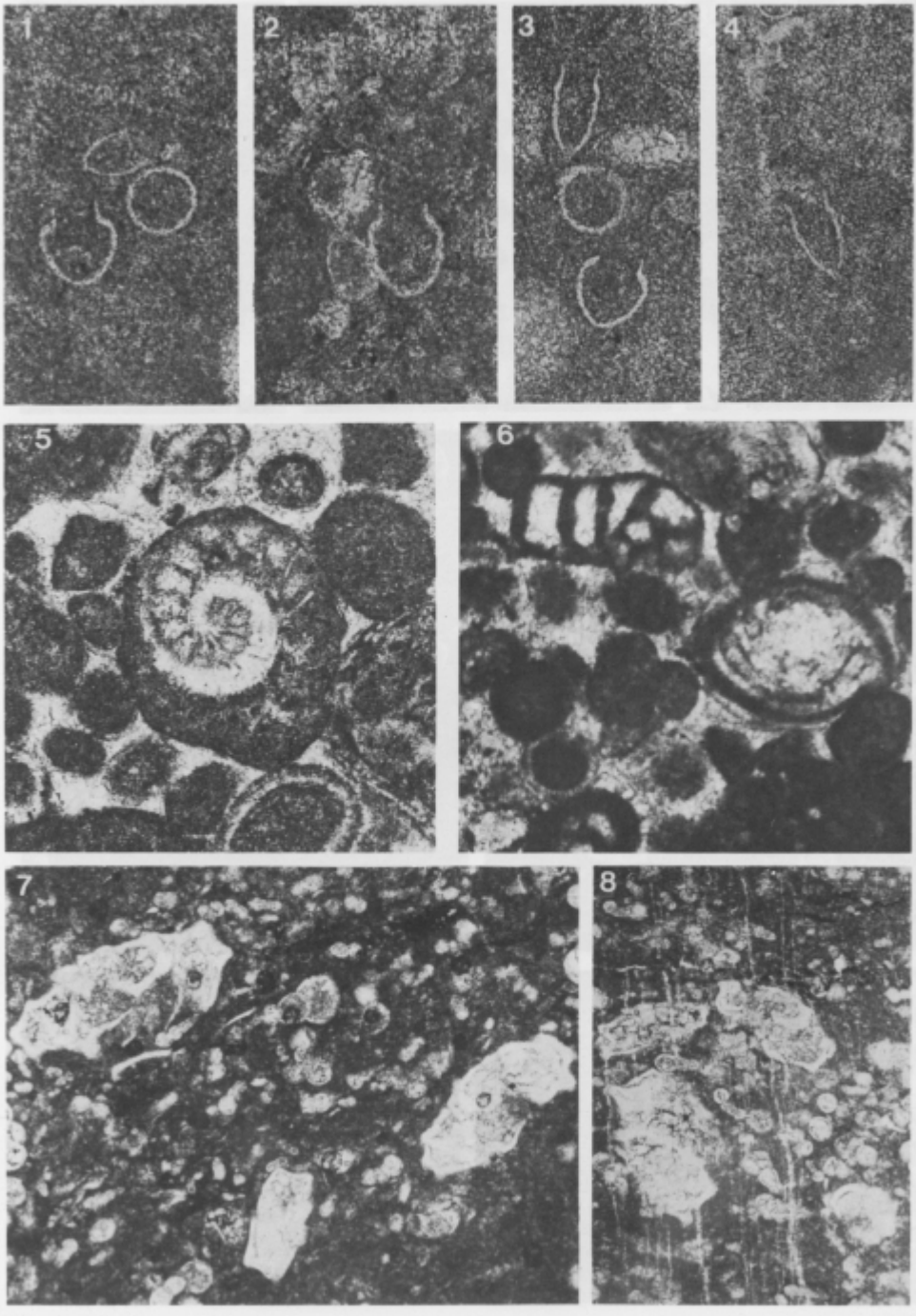

1
2
3
4
5
6
7
8

Tabla 3 – Plate 3

Plešivec

Zgornji titonij-berriasij
Upper Tithonian-Berriasian

1 *Spirillina* sp., Aptychi, *Echinodermata*, 50 ×
2, 3 *Saccocoma*, Aptychi, *Echinodermata*, *50* ×
4 *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella alpina-elliptica Cadisch*, *Calpionella* sp., 65 ×
5, 6 *Calpionella alpina* Lorenz in *Calpionella alpina-elliptica* Cadisch, 165 ×
7, 8 Radiolaria, spicules, 65 ×

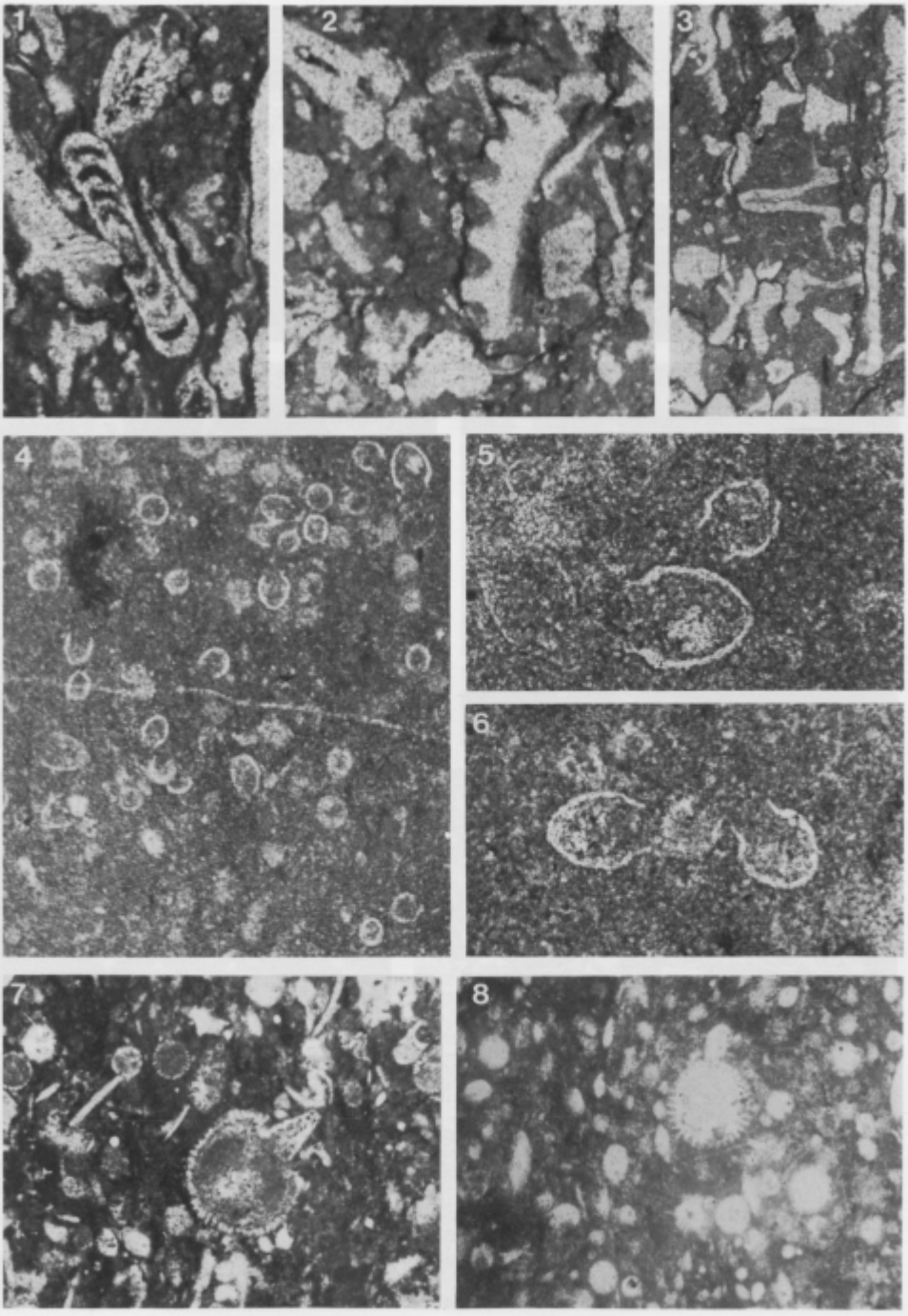

1
2
3
4
5
6
7
8

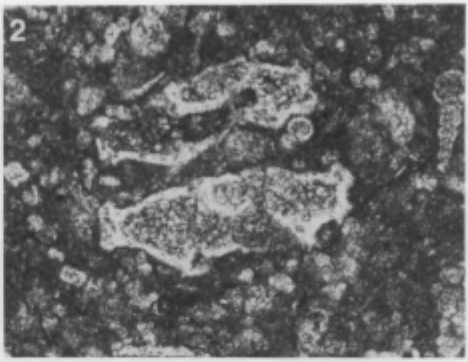
Tabla 4 – Plate 4

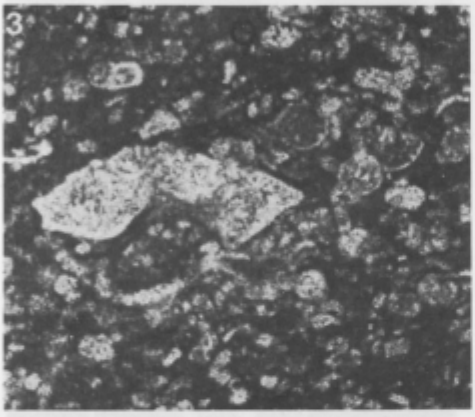
Plešivec

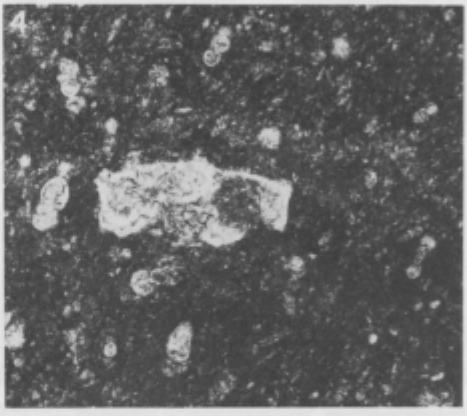
Zgornji turonij-spodnji senon
Upper Turonian-Lower Senonian

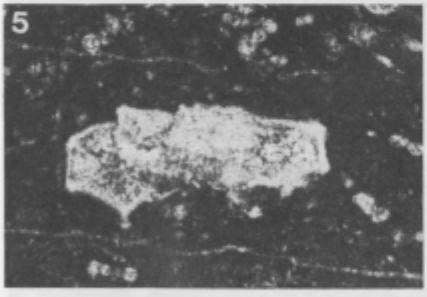
1 Globotruncana angusticarinata Gandolfi, 65 ×
2 Globotruncana coronata Bolli, 65 ×
3 Globotruncana renzi Gandolfi, 65 ×
4 Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, 65 ×
5 Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau), 65 ×
6 Globotruncana imbricata Mornod, 65 ×
7 Globotruncana coronata Bolli, *Globotruncana imbricata* Mornod, *Globotruncana* sp., 55 ×

1


2


3


4


5

6

7

Tabla 5 – Plate 5

Bavšica

Zgornji titonij-valanginij
Upper Tithonian-Valanginian

1 Calpionellidae, Aptychi, 25 ×

Malm

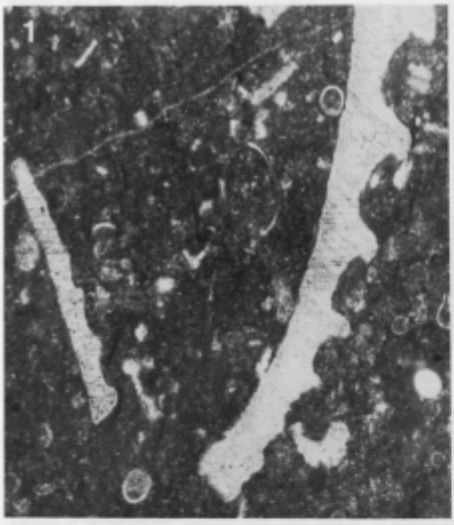
2 *Protopeneroplis striata* Weynschenk, 50 ×

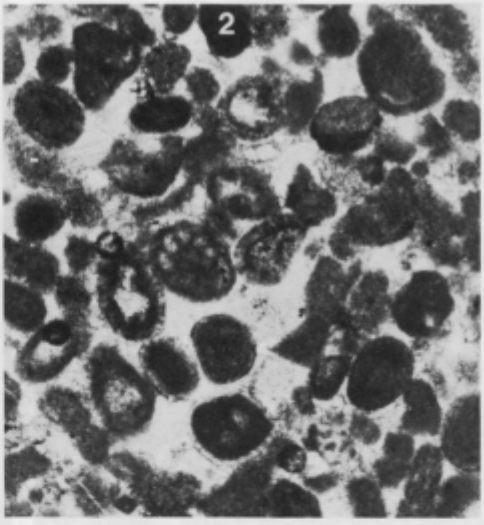
Albij
Albian

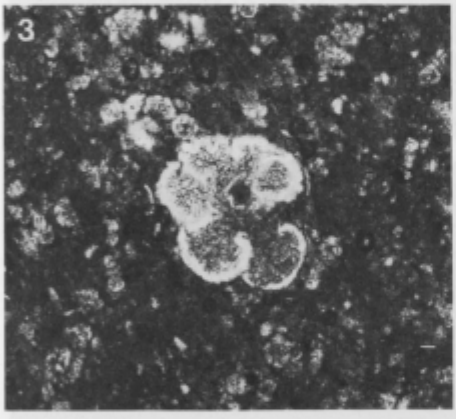
3 *Globigerinelloides* cf. *breggiensis* (Gandolfi), 60 ×
4 *Hedbergella* sp., 60 ×
5 *Rotalipora* sp., 60 ×

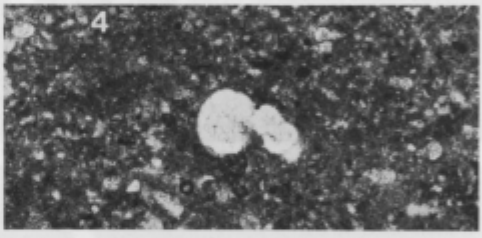
Spodnji senon
Lower Senonian

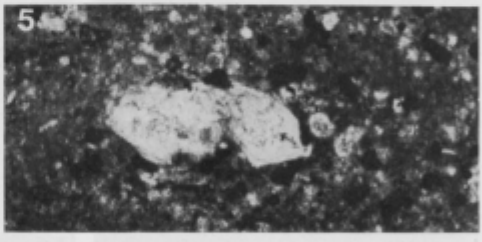
6 *Globotruncana lapparenti* Bolli, *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., 50 ×
7 *Globotruncana primitiva* Dalbiez, *Globotruncana* sp., 50 ×

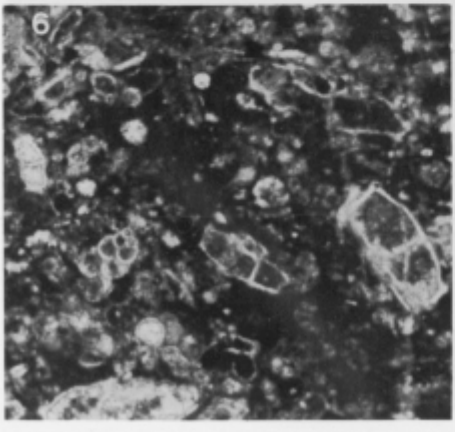

1


2


3


4


5


6

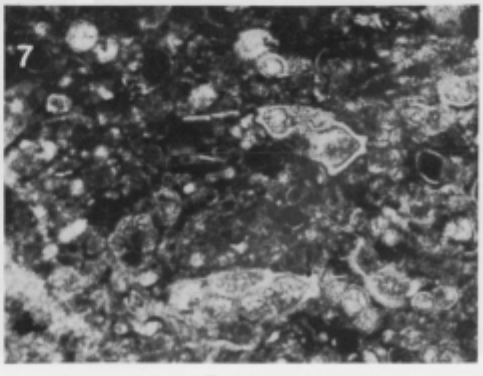

7

Tabla 6 – Plate 6

Vzhodno od Vrsnika
East from Vrsnik

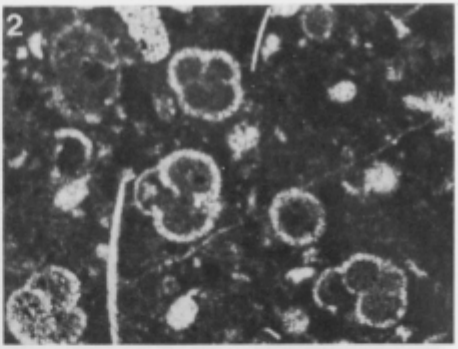
Dogger–spodnji malm
Dogger–Lower Malm

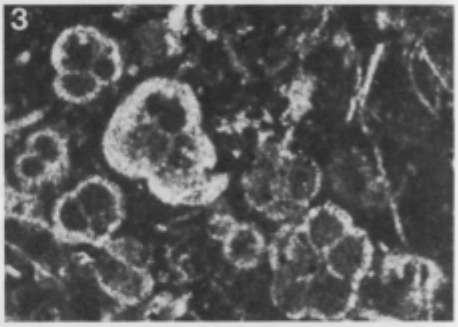
1, 2, 3 »Protoglobigerinidae«, spicules
1 – 20 ×
2, 3 – 65 ×

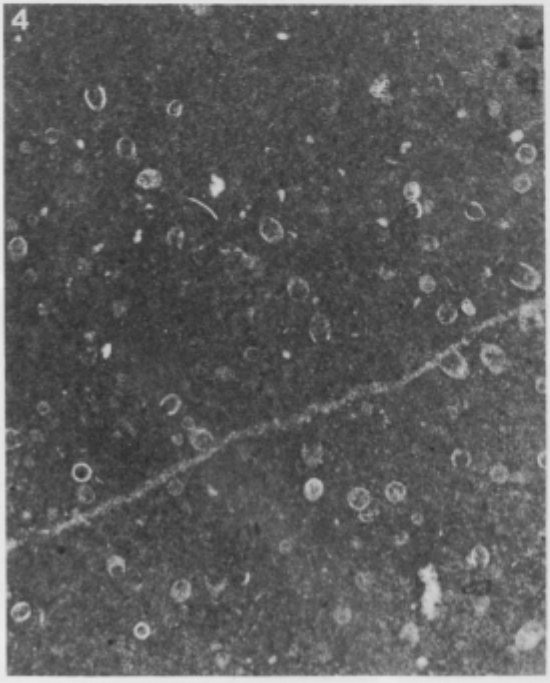
Zgornji titonij–berriasij
Upper Tithonian–Beriassian

4 *Calpionellidae* (cona Calpionella), 55 ×
5, 6 *Remaniella cadischiana* (Colom), 165 ×

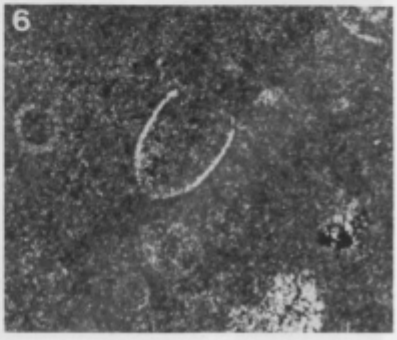
1


2


3


4

5


6

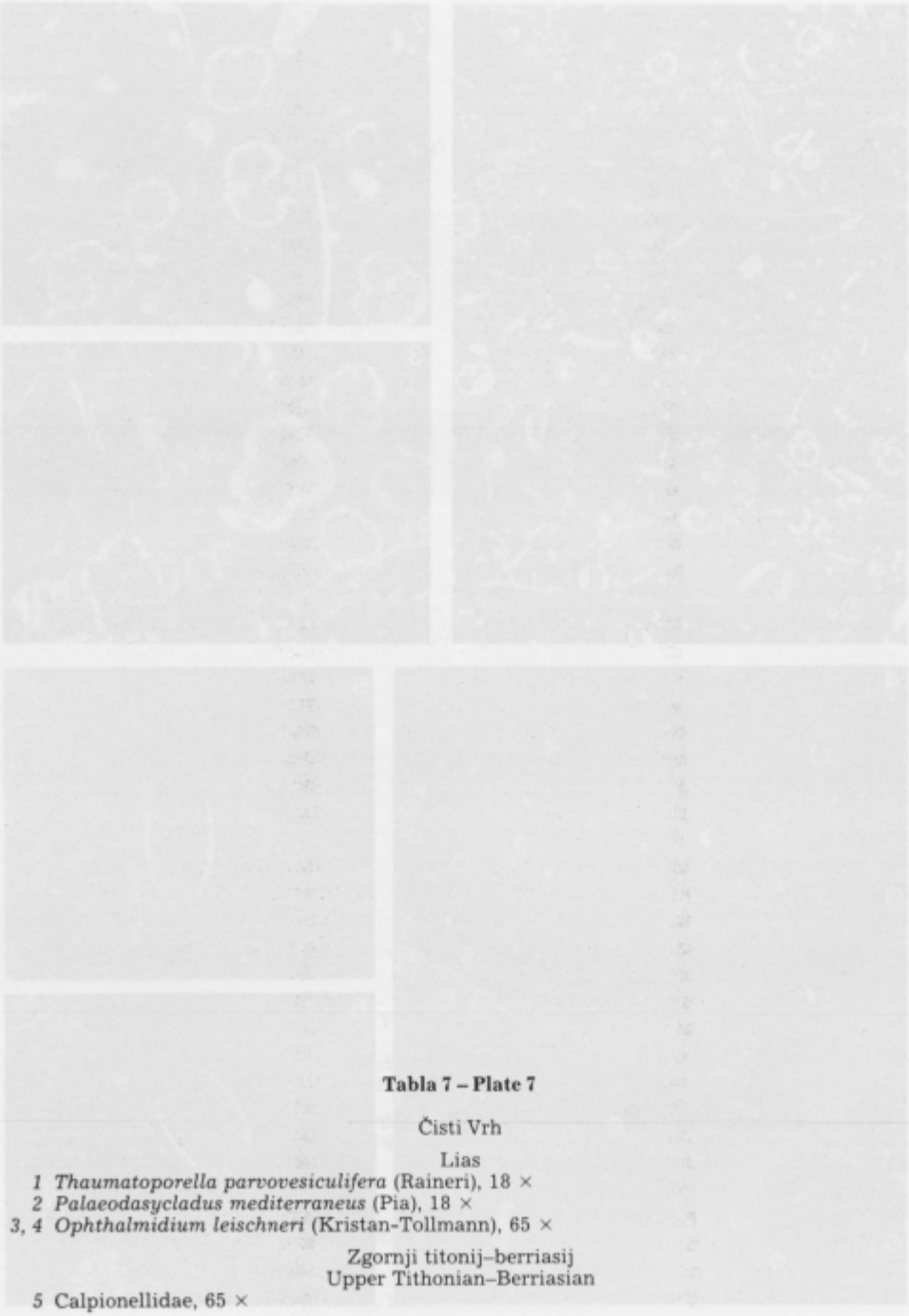


Tabla 7 – Plate 7

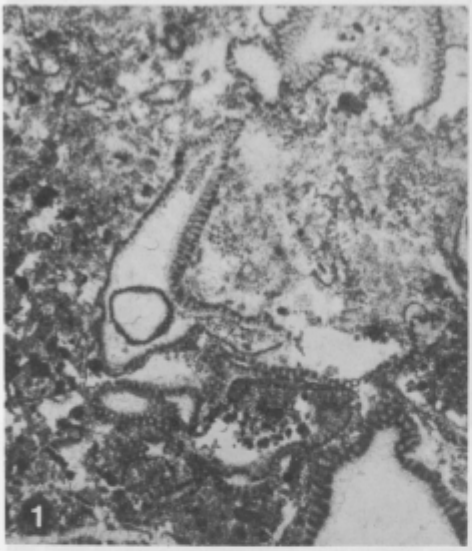
Čisti Vrh

Lias

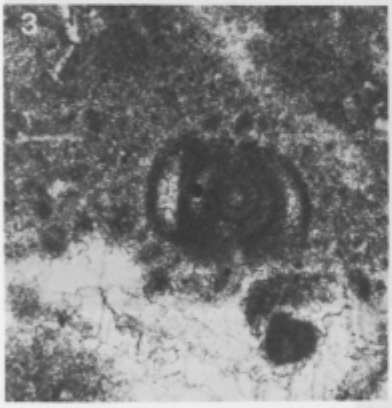
1 Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri), 18 ×
2 Palaeodasycladus mediterraneus (Pia), 18 ×
3, 4 Ophthalmidium leischneri (Kristan-Tollmann), 65 ×

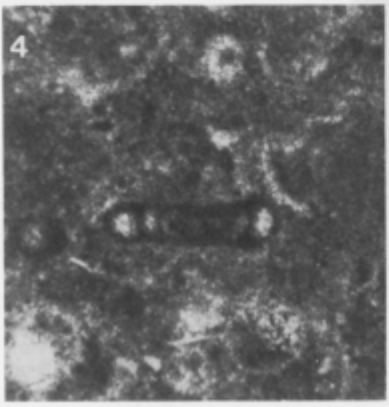
Zgornji titonij–berriasij
Upper Tithonian–Berriasian

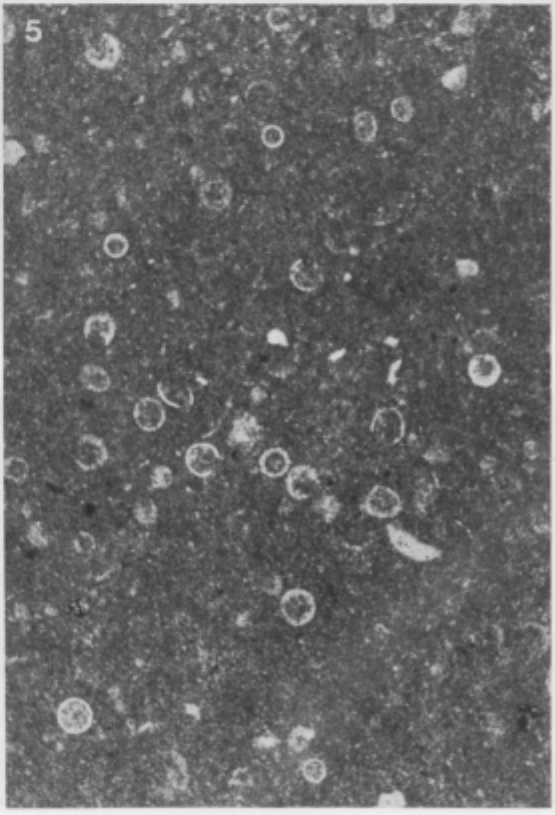
5 Calpionellidae, 65 ×


1

2


3


4


5

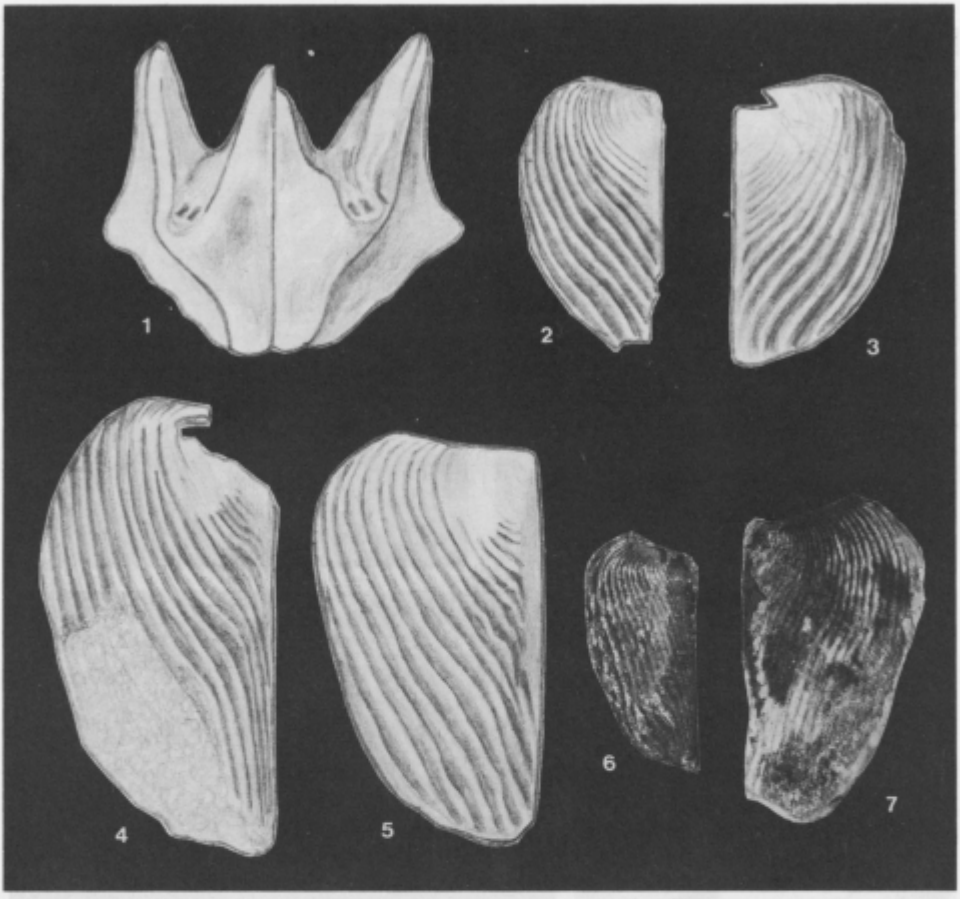


Tabla 8 – Plate 8

Vzhodno od Glave, zgornji titonij
East from Glava, Upper Tithonian

1 *Phyllocrinus* sp.; cup, 20 ×
2, 3 *Lamellaptychus* sp.; juveniles, 15 ×
4, 5 *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel); juveniles, 15 ×

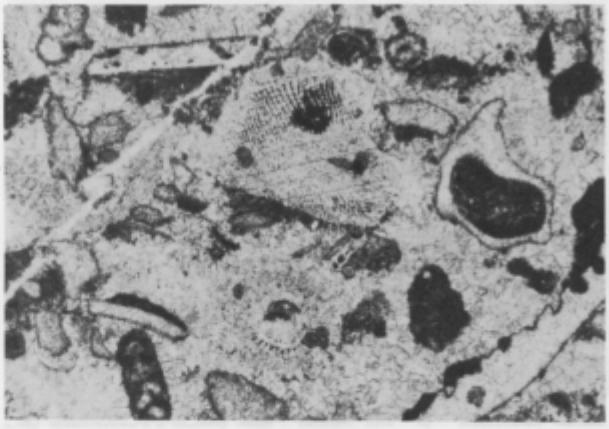
Dolina Soče, severovzhodno od Vrsnika, zgornji titonij
Soča Valley, northeast from Vrsnik, Upper Tithonian

6 *Lamellaptyhus beyrichi* (Oppel), 2 ×

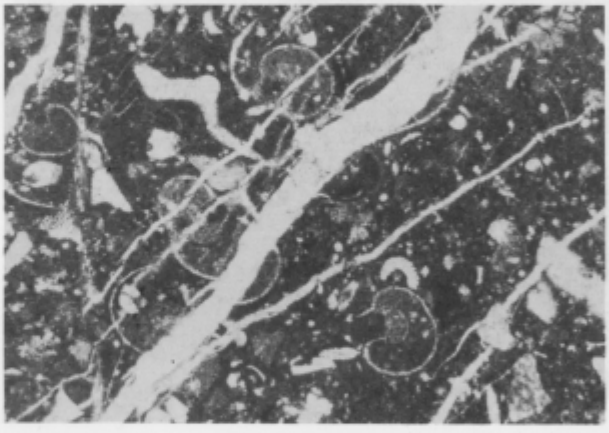
Čisti Vrh
Zgornji titonij
Upper Tithonian

7 *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), 1:1

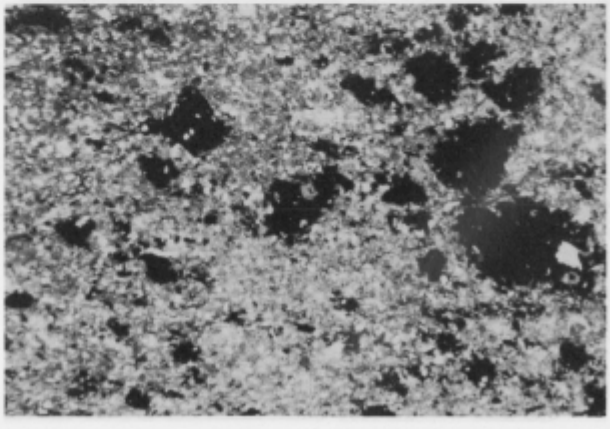
Tabla 9 – Plate 9



Sl. 1 – Fig. 1
Mangartsko sedlo. Zgornji trias, plitvovodni šelfni razvoj. Biosparitni apnenec (grainstone) z drobci školjk in ehinodermov, 20 ×
Mangartsko sedlo. Upper Triassic, shallow shelf environment. Biosparitic limestone (grainstone) with pelecypod and echinoderm fragments, 20 ×

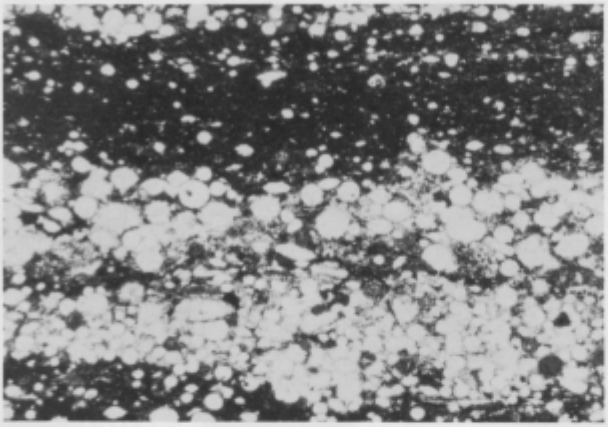


Sl. 2 – Fig. 2
Mangartsko sedlo. Lias–Dogger. Cefalopodni apnenec z juvenilnimi amoniti in ehinodermi. Talnina manganske plasti, 20 ×
Mangartsko sedlo. Lias–Dogger. Cephalopod limestone with juvenile ammonites and echinoderms. Foot layer of manganese bed, 20 ×

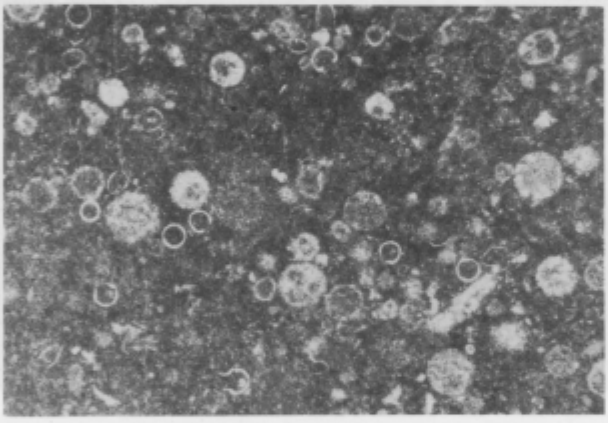


Sl. 3 – Fig. 3
Mangartsko sedlo. Lias–Dogger. Silificiran mikrosparitni apnenec z gomolji Mn rude, 20 ×
Mangartsko sedlo. Lias–Dogger. Silicified microsparitic limestone with lenses of Mn mineralisation, 20 ×

Tabla 10 – Plate 10



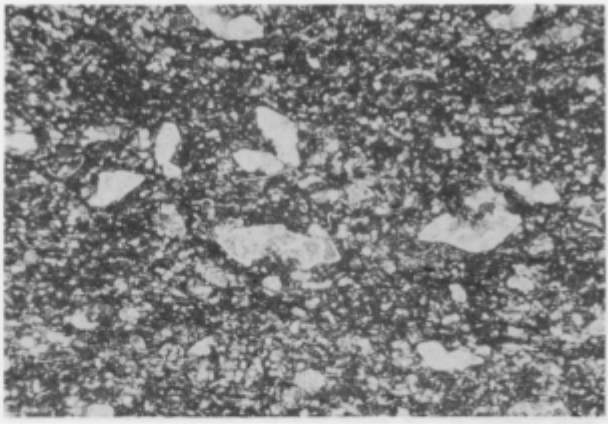
Sl. 1 – Fig. 1
Mangartsko sedlo. Spodnja jura. Lapornati apnenec z radiolarijskimi skeleti. Krovnina manganske plasti, 20 ×
Mangartsko sedlo. Lower Jurassic. Laminated marly limestone with radiolarians. Hanging layer of Mn bed, 20 ×



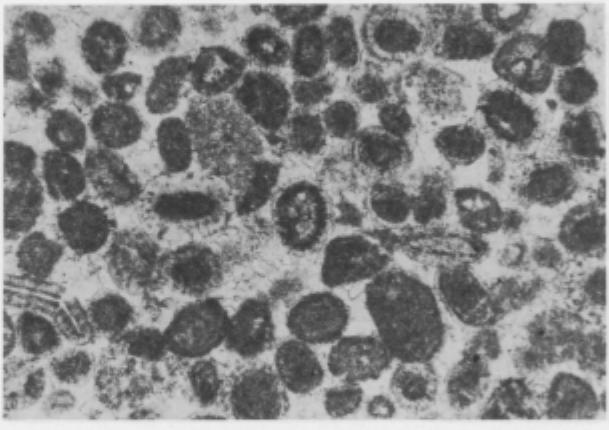
Sl. 2 – Fig. 2
Mangartsko sedlo. Zgornji titonij. Biomikritni apnenec s kalpionelami in radiolariji, 40 ×
Mangartsko sedlo. Upper Tithonian. Calpionelids and radiolarians in biomicritic limestone, 40 ×

Sl. 3 – Fig. 3
Plešivec. Berriasij. Drobir aptihov in ehinodermov v lapornatem apnencu (packstone), 20 ×
Plešivec. Berriasian. Fragments of aptychi and echinoderms in marly limestone (packstone), 20 ×

Tabla 11 – Plate 11



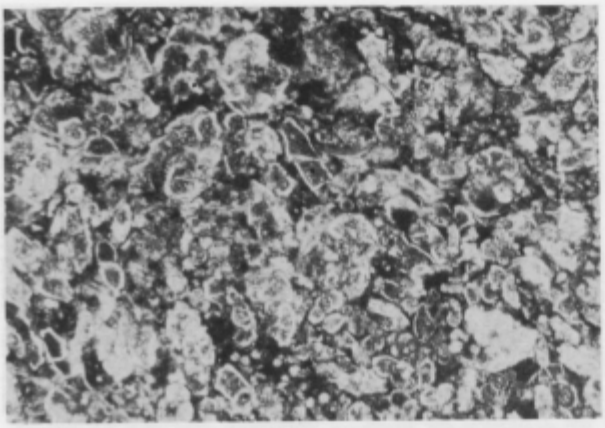
Sl. 1 – Fig. 1
Plešivec. Turonij-spodnji senon. Globotrunkanski mikritni apnenec (wackestone), 20 ×
Plešivec. Turonian-Lower Senonian. Biomicritic limestone with globotruncana (wackestone), 20 ×



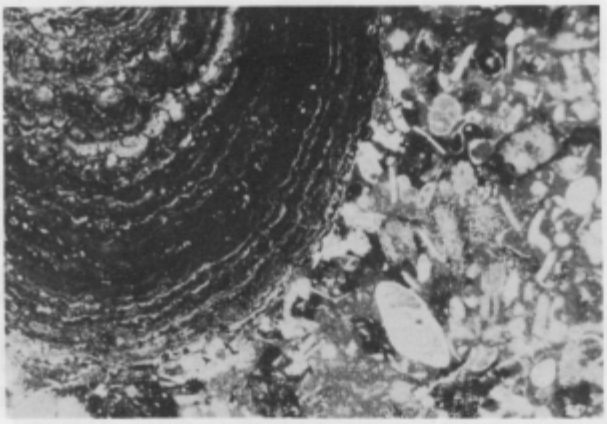
Sl. 2 – Fig. 2
Bavšica. Lias. Rekristalizirani oolitni apnenec (grainstone), 15 ×
Bavšica. Lias. Recrystalised oolitic limestone (grainstone), 15 ×

Sl. 3 – Fig. 3
Bavšica. Malm. Detajl krinoidnega apnenca znotraj globjevodnega zaporedja, 20 ×
Bavšica. Malm. Detail of crinoid limestone from the deep water succession, 20 ×

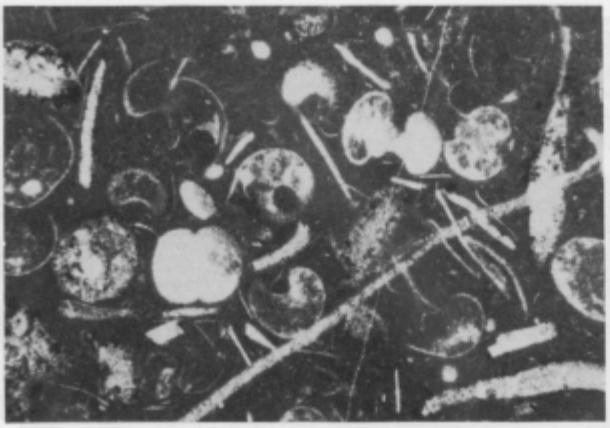
Tabla 12 – Plate 12



Sl. 1 – Fig. 1
Bavšica. Spodnji senon. Globotrunkane in njihovi fragmenti v mikritni osnovi, 20 ×
Bavšica. Lower Senonian. Globotruncans and their fragments in micritic matrix, 20 ×

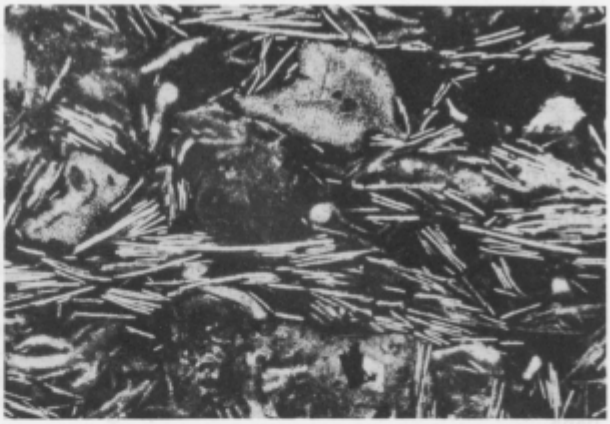


Sl. 2 – Fig. 2
Vas Na Skali. Jura. Manganski gomolj v biomikritnem apnencu s foraminiferami, 20 ×
Vas Na Skali. Jurassic. Manganese nodule in biomicritic limestone with foraminifers, 20 ×

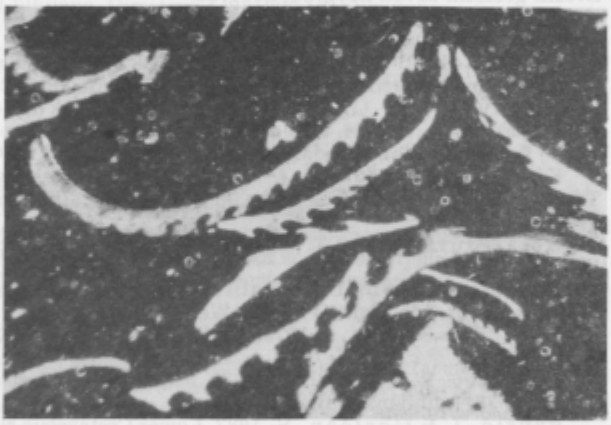


Sl. 3 – Fig. 3
Čisti Vrh. Jura. Biomikritni apnenec z juvenilnimi amoniti, 20 ×
Čisti Vrh. Jurassic. Cephalopod limestone with juvenile ammonites (wackestone), 20 ×

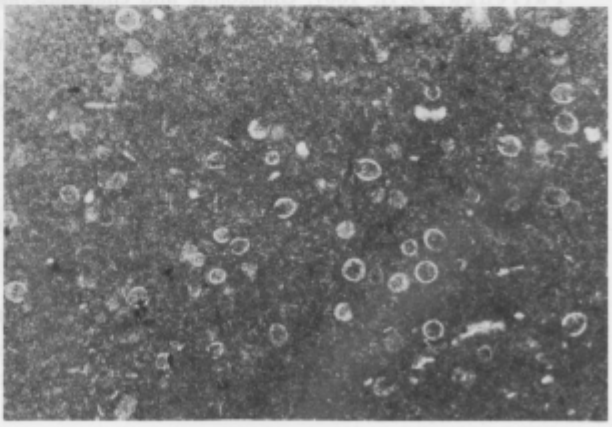
Tabla 13 – Plate 13



Sl. 1 – Fig. 1
Čisti Vrh. Jura. Biomikritni apnenec s pelagičnimi školjkami in ehinodermi, 15 ×
Čisti Vrh. Jurassic. Biomicritic limestone with pelagic pelecypods and echinoderms, 15 ×



Sl. 2 – Fig. 2
Čisti Vrh. Zgornji titonij-berriasij. Lupine aptihov in kalpionele v mikritni osnovi, 15 ×
Čisti Vrh. Upper Tithonian-Berriasian. Aptychus bearing limestone with some calpionelids, 15 ×



Sl. 3 – Fig. 3
Čisti Vrh. Zgornji titonij-berriasij. Biomikritni apnenec (mudstone) s številnimi kalpionelami, 20 ×
Čisti Vrh. Upper Tithonian-Berriasian. Biomicritic limestone (mudstone) with numerous calpionelids, 20 ×

Literatura

Agip Mineraria, 1959, Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio). 35 p., Tav. 145, S. Donato Milanese.

Babić, Lj. 1973, Bazenski sedimenti gornjeg titona, beriasa i valendisa zapadno od Bregane. Geol. vjesnik *26*, 11–27, tab. 1–4, Zagreb.

Babić, Lj. 1980/81, The origin of »Krn Breccia« and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the the Julian Alps. Vjesnik Zavoda za geol. i geofiz. istraž. A. Geologija *38/39*, 59–78, Pl. 1–5, Beograd.

Buser, S. 1986, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine). Zvezni geološki zavod Beograd, 103 p., Beograd.

Colom, G. & Rangheard, Y. 1966, Les couches à Protoglobigérines de l'ile d'Ibriza et leurs équivalents Majorque et dans le domaine subbétique. Rev. Micropaleont. *9/1*, 29–36, Pl. 1–2, Paris.

Elis, B. F. & Messina, A. R. 1940–1986, Catalogue of Foraminifera. Spec. Publ. Am. Mus. of Nat. Hist., New York.

Diener, C. 1884, Ein Beitrag zur Geologie des Zentralstockes der Julischen Alpen. Jb. Geol. R. A. *34*, 659–705, Wien.

Grimšičar, A. 1962, Geologija Doline triglavskih jezer. Varstvo narave 1, 21–32, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1987 a, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Lista Beljak in Pontebba. Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Jurkovšek, B. 1987 b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač listov Beljak in Pontebba. Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 1988, Krinoidi iz titonijsko valanginijskih plasti vzhodno od Vrsnika (Julijske Alpe). Geologija *30*, 5–21, Ljubljana.

Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jelen, B., Šribar, L. & Stojanovič, B. 1984, Geološka zgradba ozemlja južno od Vršiča s posebnim oziroma na razvoj karnijskih plasti. Rudarsko-metalurški zbornik *31*, 301–334, Ljubljana.

Kälin, O., Patacca, E. & Renz, O. 1979, Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany; aspects of sedimentation and new biostratigraphic data. Eclogae geol. Helv. *72/3*, 715–726, Basle.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1987, Aptihi. Proteus *49/7*, 247–250, Ljubljana.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. Geol. Ges. Wien *6*, 61–165, Taf. (1) III, (2), Wein.

Mioč, P. & Šribar, L. 1975, Jurski skladi v severnih Karavankah. Geologija *18*, 87–97, sl. 1–9, Ljubljana.

Ogorelec, B. & Buser, S., 1988, Razvoj dachsteinskega apnenca na Krnu, Julijske Alpe. Geologija *33*, Ljubljana, v tisku.

Pavšič, J. & Goričan, Š. 1987, Lower Cretaceous Nannoplankton and Radiolaria from Vrsnik (Western Slovenia). Razprave IV. razr. SAZU *27/2*, 15–36, P1. 1–4, Ljubljana.

Parrenga, D. H. 1867, Glauconite and chamosite as marine depth indicators. Marine Geology *5*, 495–501, Amsterdam.

Radoičić, R. 1966, Mikrofaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geoligija *9*, Pl. 1–165, Ljubljana.

Ramovš, A. 1985, Geološke raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratigrafski razvoj. Jeklo in ljudje. Jeseniški zbornik *5*, 391–428, Jesenice.

Salopek, B. 1933, O gornjoj juri u Dolini triglavskih jezera. Radovi JAZU *76*, 110–117, Zagreb.

Selli, R. 1953, La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo. Giorn. Geol., 2 a, *19*, 1–153, 8 tav., Bologna.

Selli, R. 1963, Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Annali Museo Geol. Bologna. Ser. 2 a, Vol *30*, 1–136, Tav. 1–7, Bologna.

Winkler, A. 1920, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. Geol. Staatsanst. *70/1–2*, 11–124, Wien.

Winkler-Hermaden, A. 1936, Geologische Studien in den inneren Julischen Alpen. Zbl. Min. Geol. Pal. Abt. B, 54–63, Stuttgart.

GEOLOGIJA *31, 32*, 329–345 (1988/89), Ljubljana

UDK 56.61.62.551.781(497.12)=863

Spremembe mikrofosilnih združb v oligocenu Zasavja

Changes of the microfossil assemblages in the Oligocene of the Zasavje region

Bogomir Jelen in *Helena Mervič*
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

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

Kratka vsebina

Spremembe v sedimentaciji so povzročale spremembe v okolju. Te pa so nedvomno vplivale tudi na mikrofosilne združbe. Zaradi spreminjanja sladkovodnega in morskega razvoja so nastale kvalitetne in kvantitetne spremembe v sestavi in pojavljanju mikrofosilnih združb. V prispevku so predstavljene te spremembe v združbah nanoplanktona, diatomej, palinomorf in foraminifer.

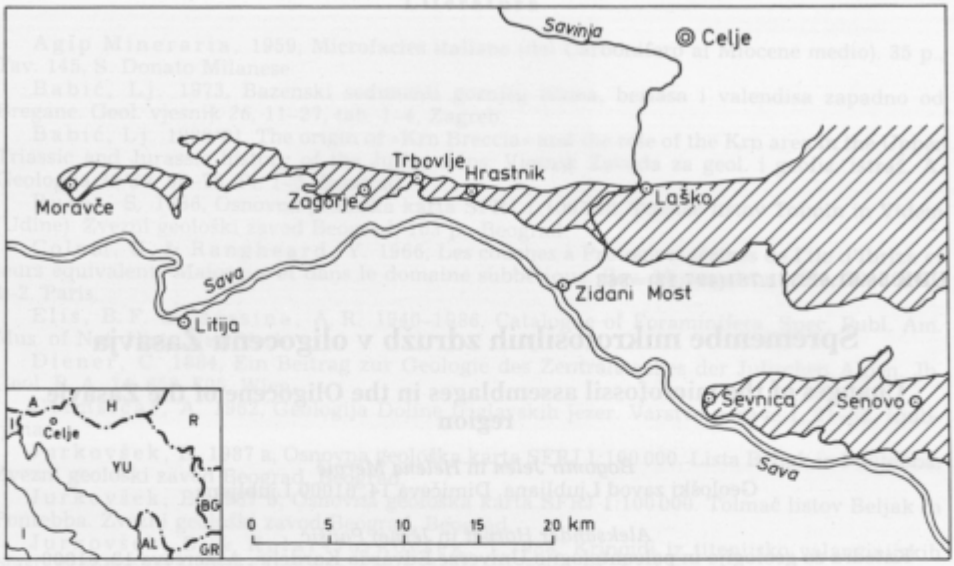
Abstract

Variations in sedimentation processes involed environmental modifications, which indubitably affected also microfossil assemblages. Because of changes in fresh-water and marine developments, qualitative and quantitative changes in composition and appearance of microfossil assemblages took place. Such changes in assemblages of the nannoplankton, diatoms, palynomorphs and the Foraminifera are presented in this paper.

Uvod

Jernej Pavšič

Oligocen v Zasavju (sl. 1) je zelo pestro razvit. Tak razvoj so povzročale pogoste ekološke spremembe (menjavanje klime, menjava sladkovodnega in morskega okolja, spremembe v globini slanosti in temperaturi vode) predvsem v spodnjem delu oligocenskih plasti. Sedimentacija v oligocenu se začenja s spodnjesoteškimi plastmi (Kuščer, 1967; Cimerman, 1979), ki so pretežno sladkovodnega nastanka. Sledi plast premoga in nad njimi krovni laporji, ki so sprva sladkovodni, nato pa postopoma postajajo morski, dokler ne preidejo v morsko glino ali sivico. Znaten del je zastopan z morsko glino, ki se nato postopoma spremeni v peščeno glino in govški peščenjak.



Sl. 1. Skica razširjenosti terciarnih plasti v Zasavju

Fig. 1. Sketch map showing the extension of the Tertiary beds in the Zasavje region

Spremembe v sedimentaciji so povzročale spremembe v okolju. Te pa so nedvomno vplivale tudi na mikrofosilne združbe, ki so se ohranile v sedimentih. Zaradi spreminjanja sladkovodnega in morskega razvoja so nastale kvalitetne in kvantitetne spremembe v sestavi in pojavljanju mikrofosilnih združb. Neenakomerno pojavljanje ene skupine skozi različni razvoj otežuje spremljanje sprememb znotraj te skupine.

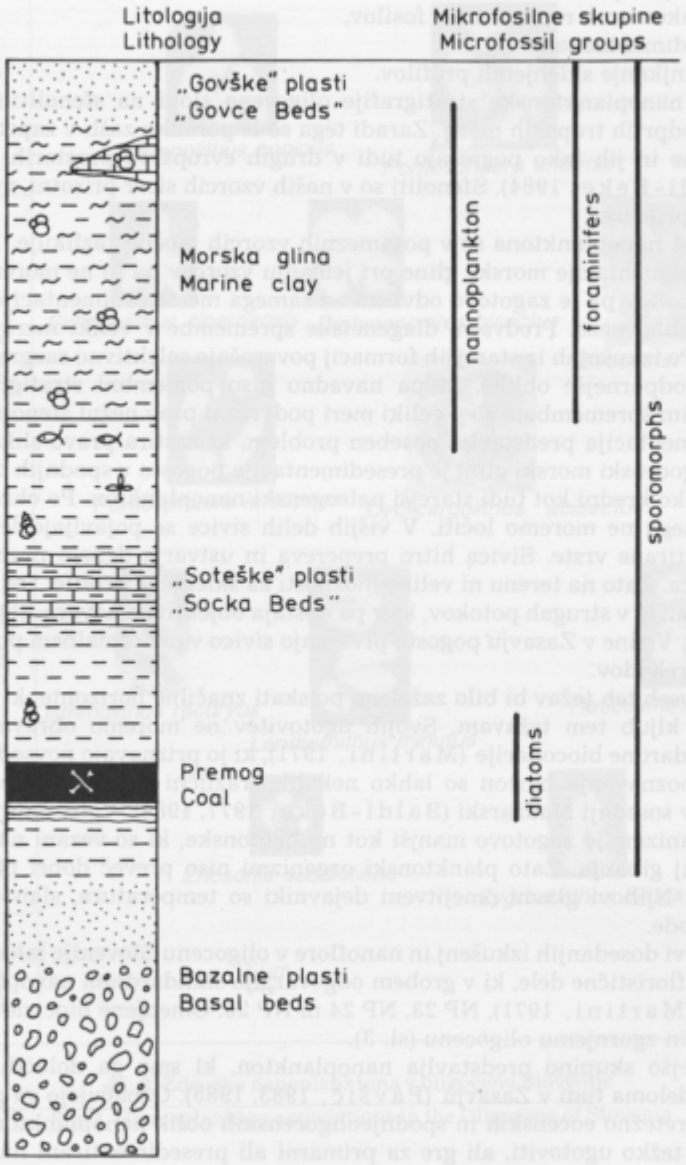
V prispevku želimo predstaviti te spremembe v združbah nanoplanktona, diatomej, palinomorf in foraminifer v medsebojnem odnosu (sl. 2). Spremembe vedno ne sovpadajo s kronostratigrafskimi mejami standardnih biocon, ker se spremembe, ki so povzročile te meje in veljajo v širšem prostoru, ne odražajo povsod enako intenzivno. Pri tem moramo upoštevati tudi dejstvo, da so se plasti odlagale v zaprtem oziroma polzaprtem bazenu, kjer je bil vpliv odprtega morja močno zmanjšan. Poleg tega vse fizikalno-kemične spremembe v omejenih bazenih mnogo radikalneje vplivajo na združbe kot v prostranih morskih bazenih.

S tem želimo povezati spremembe v posameznih skupinah in tako ugotoviti lokalne razmere v Laško-Zagorskem terciarnem bazenu ter jih povezati s splošnimi spremembami v času in prostoru Slovenije in Paratetide.

Nanoplankton

Jernej Pavšič

Oligocenski nanoplankton lahko preučujemo le v določenih litoloških razvojih, ki so morskega porekla in vsebujejo dovolj karbonatov. Takšne kamnine so oligocenska morska glina ali sivica in zgornji del krovnega laporja v Zasavju.



Sl. 2. Porazdelitev mikrofosilnih skupin v oligocenu Zasavja. Litološki stolpec prirejen po Cimermanu (1979)

Fig. 2. Distribution of microfossils groups in the Oligocene of the Zasavje region. Lithologic column addapted from Cimerman (1979)

Pri stratigrafskih študijah oligocenske morske gline se srečujemo s številnimi problemi, ki onemogočajo jasno členitev, omenjamo naslednje:

1. pomanjkanje vodilnih fosilov v različnih delih sivice,
2. neenakomerna razporeditev fosilov,
3. presedimentacija in
4. pomanjkanje sklenjenih profilov.

Osnova nanoplanktonske stratigrafije oligocena sloni na sfenolitih, ki so bili prebivalci odprtih tropskih morij. Zaradi tega so le poredko zašli v zaprte kontinentalne bazene in jih tako pogrešajo tudi v drugih evropskih prostorih (Martini, 1981; Baldi-Beke, 1984). Sfenoliti so v naših vzorcih sicer prisotni, vendar le kot posamezni primerki.

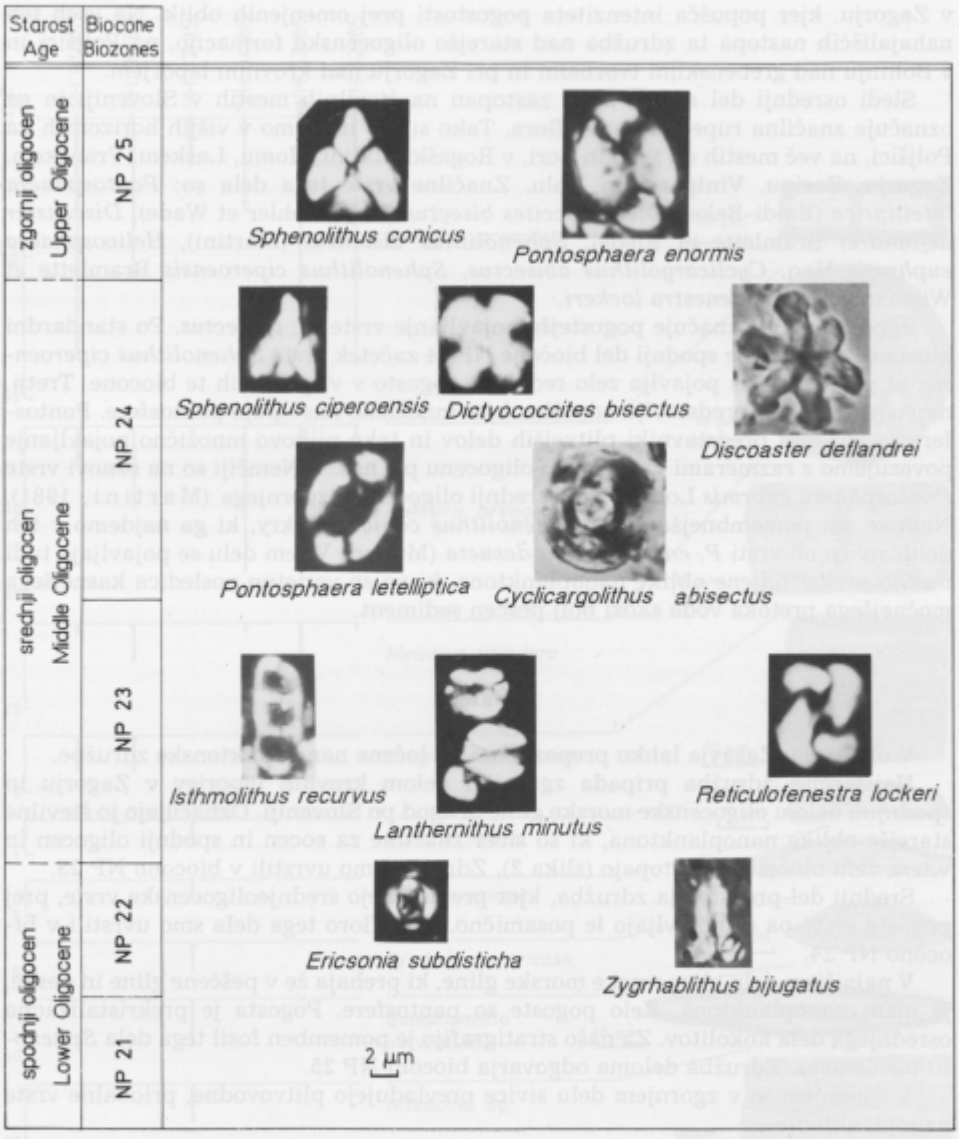
Pogostost nanoplanktona se v posameznih vzorcih močno razlikuje. Zaradi enakomerne sedimentacije morske gline pri jemanju vzorcev na to ne moremo vplivati. Pogostost fosilov pa je zagotovo odvisna od samega mesta sedimentacije in njenega načina ter diageneze. Predvsem diagenetske spremembe v veliki meri vplivajo na pogostost. Po izkušnjah iz starejših formacij povzročajo selektivno razgradnjo. Ohranijo se najodpornejše oblike, ki pa navadno niso pomembni stratigrafski fosili. Diagenetskim spremembam so v veliki meri podvrženi prav nežni sfenolitski skeleti.

Presedimentacija predstavlja poseben problem, ki zastira pravo sliko avtohtone flore. V oligocenski morski glini je presedimentacija pogosta v spodnjih delih, kjer je pogosten tako kredni kot tudi starejši paleogenski nanoplankton. Po ohranjenosti ga od primarnega ne moremo ločiti. V višjih delih sivice se pojavljajo le posamezne presedimentirane vrste. Sivica hitro prepereva in ustvarja debelo preperino, ki se hitro zarašča. Zato na terenu ni veliko možnosti za sklenjene profile. Deli profilov so tako dostopni le v strugah potokov, kjer pa obstaja objektivna nevarnost onesnaževanja vzorcev. Vrtine v Zasavju pogosto presekajo sivico v nenormalnem položaju, brez značilnih prehodov.

Zaradi vseh teh težav bi bilo zaželeno poiskati značilne horizonte, ki bi jih lahko prepoznali kljub tem težavam. Svojih ugotovitev ne moremo obravnavati zunaj okvira standardne bioconacije (Martini, 1971), ki jo priznavajo povsod po svetu, le načini prepoznavanja biocon so lahko nekoliko različni in v veliki meri podobni razmeram v sosednji Madžarski (Baldi-Beke, 1977, 1984). Vpliv okolja na planktonske organizme je zagotovo manjši kot na bentonske, ki so vezani na substrat in manjši radij gibanja. Zato planktonski organizmi niso preveč dobri paleoekološki indikatorji. Njihovi glavni omejitveni dejavniki so temperatura, slanost in morda kemizem vode.

Na osnovi dosedanjih izkušenj in nanoflore v oligocenu Slovenije lahko razdelimo sivico v tri floristične dele, ki v grobem odgovarjajo standardnim nanoplanktonskim bioconam (Martini, 1971), NP 23, NP 24 in NP 25. Omenjene biocone odgovarjajo srednjemu in zgornjemu oligocenu (sl. 3).

Najstarejšo skupino predstavlja nanoplankton, ki smo ga določili v Bohinju, Poljšici in deloma tudi v Zasavju (Pavšič, 1983, 1985). Označujejo ga predstavniki starejših, pretežno eocenskih in spodnjeoligocenskih oblik nanoplanktona. Po ohranjenosti je težko ugotoviti, ali gre za primarni ali presedimentirani nanoplankton. Značilni fosili tega dela so: *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre), *Lanthernithus minutus* Stradner, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Sphenolithus predistentus* Bramlette et Wilcoxon, *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay), *Reticulofenestra lockeri* Müller. V Bohinju in Zagorju se v višjih delih pojavlja tudi *Cyclicargolithus abisectus* (Müller), ki ga imajo nekateri za začetnika nove biocone (Baldi-Beke, 1984;



Sl. 3. Združbe nanoplanktona v oligocenu Slovenije

Fig. 3. Nannoplankton associations in the Oligocene of Slovenia

Perch-Nielsen, 1985). Vso to nanofloro lahko uvrstimo v biocono NP 23 s prehodom v NP 24. Značilnost tega dela je množično pojavljanje vrst *Z. bijugatus, L. minutus* in *E. subdisticha*. Množični razcvet je posebno izrazit na Poljšici, manjši v Bohinju in neznaten v Zagorju. Sklepanje na položaj vzorcev v sami biocono bi bilo morda malo preveč špekulativno, čeprav je res, da se pojavlja *C. abisectus* prav

v Zagorju, kjer popušča intenziteta pogostosti prej omenjenih oblik. Na vseh teh nahajališčih nastopa ta združba nad starejšo oligocensko formacijo, na Poljšici in v Bohinju nad grebenskimi tvorbami in pri Zagorju nad krovnim laporjem.

Sledi osrednji del sivice, ki je zastopan na številnih mestih v Sloveniji in ga označuje značilna rupelijska nanoflora. Tako sivico najdemo v višjih horizontih na Poljšici, na več mestih ob Savi in Sori, v Rogaški Slatini, Homu, Laškem, Vranskem, Zagorju, Zasipu, Vintgarju in Dolu. Značilne vrste tega dela so: *Pontosphaera latelliptica* (Baldi-Beke), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade), *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel, *Sphenolithus distentus* (Martini), *Helicosphaera euphratis* Haq, *Cyclicargolithus abisectus, Sphenolithus ciperoensis* Bramlette et Wilcoxon, *Reticulofenestra lockeri.*

Spodnjo mejo označuje pogostejše pojavljanje vrste. *C. abisectus.* Po standardni bioconaciji označuje spodnji del biocone NP 24 začetek vrste *Sphenolithus ciperoensis*, ki pa se pri nas pojavlja zelo redko in pogosto v višjih delih te biocone. Tretji, najvišji del sivice predstavlja združba, kjer množično nastopajo pontosfere. Pontosfere so značilni predstavniki plitvejših delov in tako njihovo množično pojavljanje povezujemo z razmerami v zgornjem oligocenu pri nas. V Nemčiji so na osnovi vrste *Pontosphaera enormis* Locker ločili srednji oligocen od zgornjega (Martini, 1981). Nam se zdi pomembnejša vrsta *Sphenolithus conicus* Bukry, ki ga najdemo v teh delih sivice ob vrsti *P. enormis* in *P. desueta* (Müller). V tem delu se pojavljajo tudi močno prekristaljene oblike nanoplanktona, ki pa so verjetno posledica kasnejšega močnejšega pretoka vode skozi bolj peščen sediment.

Sklep

V oligocenu Zasavja lahko prepoznamo tri ločene nanoplanktonske združbe.

Najstarejša združba pripada zgornjim delom krovnih laporjev v Zagorju in spodnjim delom oligocenske morske gline drugod po Sloveniji. Označujejo jo številne starejše oblike nanoplanktona, ki so sicer značilne za eocen in spodnji oligocen in v tem delu množično nastopajo (slika 2). Združbo smo uvrstili v biocono NP 23.

Srednji del predstavlja združba, kjer prevladujejo srednjeoligocenske vrste, prej pogoste vrste pa se pojavljajo le posamično. Nanofloro tega dela smo uvrstili v biocono NP 24.

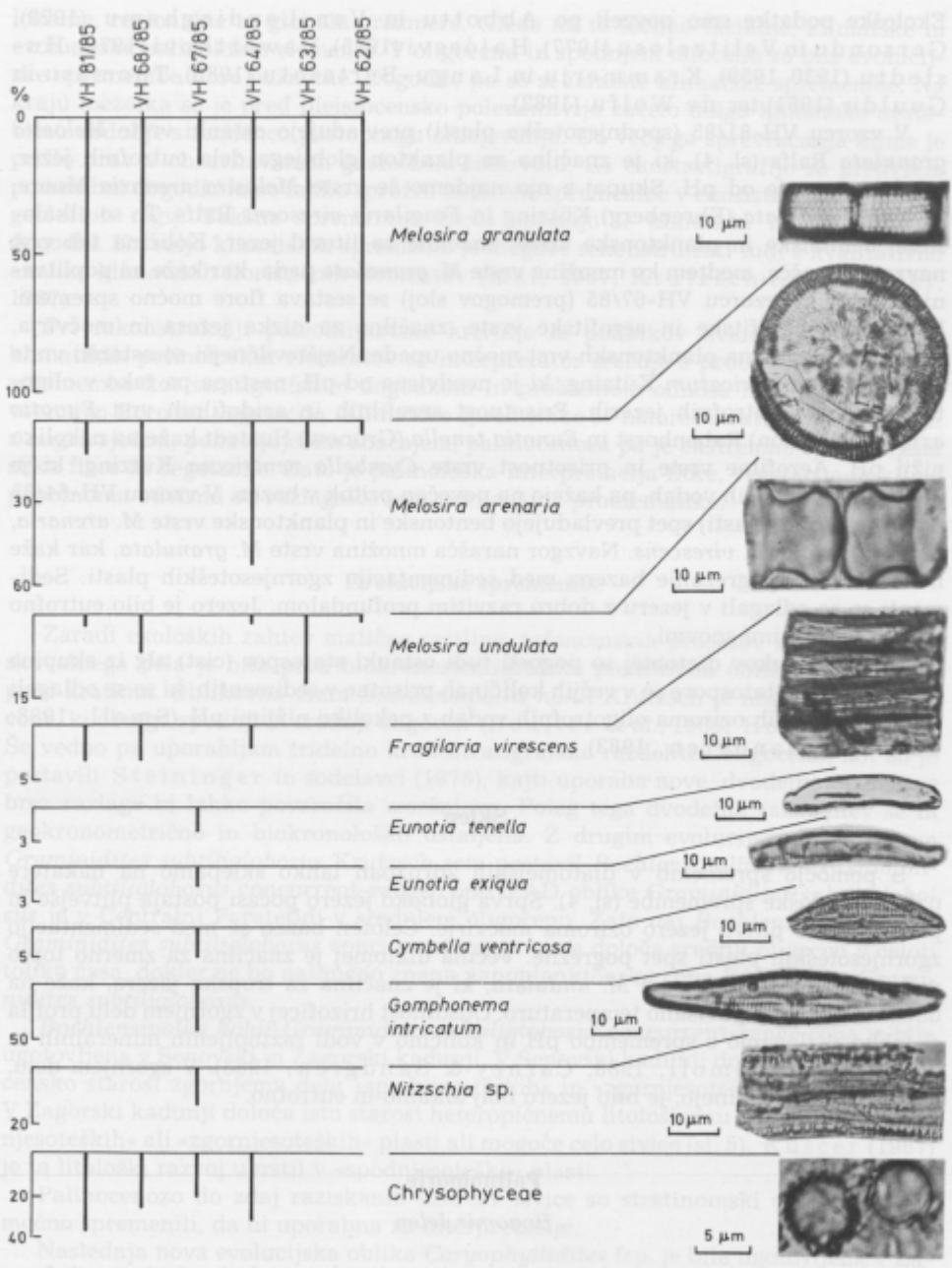
V najvišjem delu oligocenske morske gline, ki prehaja že v peščene gline in peske, je manj nanoplanktona. Zelo pogoste so pantosfere. Pogosta je prekristalizacija osrednjega dela kokolitov. Za našo stratigrafijo je pomemben fosil tega dela *Sphenolithus conicus.* Združba deloma odgovarja biocoli NP 25.

V spodnjem in v zgornjem delu sivice prevladujejo plitvovodne, priobalne vrste nanoplanktona.

Diatomeje

Aleksander Horvat

Preiskali smo profil oligocenskih plasti, in sicer prečnik P 4450 iz jame Hrastnik. Ostanke diatomej smo zasledili samo v šestih vzorcih. Flora je v vseh vzorcih maloštevilna, slabo ohranjena in je značilna za sladkovodni biotop, saj nismo našli nobenih brakičnih oblik kakor tudi ne oblik, značilnih za okolja s povišano slanostjo.



Sl. 4. Vertikalna razporeditev relativne gostote najpomembnejših vrst diatomej
Fig. 4. Vertical distribution and frequency of the main diatoms taxa

Ekološke podatke smo povzeli po Abbottu in Van Landinghamu (1972), Gersondu in Velitzelosu (1977), Hajósevi (1985), Haworthovi (1976), Hustedtu (1930, 1959), Krammerju in Langu-Bertalotu (1986), Thomasu in Gouldu (1981) ter de Wolfu (1982).

V vzorcu VH-81/85 (spodnjesoteške plasti) prevladujejo ostanki vrste *Melosira granulata* Ralfs (sl. 4), ki je značilna za plankton globljega dela eutrofnih jezer, neodvisna pa je od pH. Skupaj z njo najdemo še vrste *Melosira arenaria* Moore, *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing in *Fragilaria virescens* Ralfs. To so alkalofilne, bentonske in planktonske vrste, značilne za litoral jezer. Količina teh vrst navzgor narašča, medtem ko množina vrste *M. granulata* pada, kar kaže na poplitvenje bazena. V vzorcu VH-67/85 (premogov sloj) se sestava flore močno spremeni. Prevladujejo epifitske in aerofitske vrste, značilne za nizka jezera in močvirja, medtem ko količina planktonskh vrst močno upade. Najštevilčnejši so ostanki vrste *Gomphonema intricatum* Kützing, ki je neodvisna od pH, nastopa pa tako v oligotrofnih kot v eutrofnih jezerih. Prisotnost aerofilnih in acidofilnih vrst *Eunotia exiqua* (Brebsson) Rabenhorst in *Eunotia tenella* (Grunow) Hustedt kaže na nekoliko nižji pH. Aerofilne vrste in prisotnost vrste *Cymbella ventricosa* Kützing, ki je pogostejša v tekočih vodah, pa kažejo na povečan pritok v bazen. V vzorcu VH-64/85 (zgornjesoteške plasti) spet prevladujejo bentonske in planktonske vrste *M. arenaria*, *M. granulata* in *F. virescens*. Navzgor narašča množina vrste *M. granulata*, kar kaže na intenzivno pogrezanje bazena med sedimentacijo zgornjesoteških plasti. Sedimenti so se odlagali v jezeru z dobro razvitim profundalom. Jezero je bilo eutrofno z obilo hranilnimi snovmi.

Razen ostankov diatomej so pogosti tudi ostanki statospor (cist) alg iz skupine Chrysophyta. Statospore so v večjih količinah prisotne v sedimentih, ki so se odlagali v slabo eutrofnih oziroma oligotrofnih vodah z nekoliko nižjimi pH (Smoll, 1988; Carney & Sandgren, 1983).

Sklep

S pomočjo sprememb v diatomejskih združbah lahko sklepamo na nakatere paleolimnološke spremembe (sl. 4). Sprva globoko jezero počasi postaja plitvejše in preide v zelo plitvo jezero oziroma močvirje. Celoten bazen se med sedimentacijo zgornjesoteških plasti spet pogrezne. Večina diatomej je značilna za zmerno toplo vodo. Prisotnost diatomeje *M. undulata*, ki je značilna za tropska jazera, kaže na občasno nekoliko povišano temperaturo. Odsotnost hrizoficej v zgornjem delu profila si lahko razlagamo s spremembo pH in količino v vodi raztopljenih mineralnih in hranilnih snovi (Smoll, 1988; Carney & Sandgren, 1983). V zgornjem delu, kjer statospore izginejo, je bilo jezero bolj alkalno in eutrofno.

Palinomorfe

Bogomir Jelen

Snov bom v tem prispevku obravnaval na kratko, podrobneje bo razložena v drugem članku.

Za kopensko floro je značilna velika odvisnost od okolja in počasna evolucija, prekinjena s krajšimi obdobji kladogeneze. Rastišče flori odrejajo mikrolokalne,

lokalne, regionalne in globalne razmere. Glede na to ločimo facialne, klimatske in evolucijske palinološke elemente. V oligocenu in spodnjem miocenu so bile evolucijske spremembe flore neznatne. Dogodile pa so se izrazite klimatske spremembe. Na kraju mezoika se je pred pleistocensko poledenitvijo začelo dolgo klimatsko nestabilno obdobje s tendenco postopnega ohlajevanja. Do večjega sprevračanja klime je prišlo prav v obravnavanem geološkem intervalu. Za ekostratigrafijo so predvsem pomembni dogodki ki so lahko sprožili izokrone spremembe v ekosistemih ene ali več geoloških regij. Takšne spremembe lahko sprožijo le klimatski in geotektonski dogodki. Krivuljo klimatskih sprememb je mogoče rekonstruirati tudi s kvalitativno analizo klimatskih florističnih elementov (Mai, 1967; Krutzsch & Majewski, 1967).

Pri rekonstrukciji paleoklimatske krivulje iz podatkov kvantitativne analize klimatskih palinoloških elementov se interpretator srečuje s problemom klimatske spremembe kot stratigrafskim dogodkom in problemom odnosa med palinocenozo vzorca in floro ter vegetacijo. Klimatske spremembe so namreč stratigrafski dogodki z migrirajočim, ponavljajočim značajem, palinocenoza pa je ekstremno spremenjena slika flore in vegetacije. Zato je palinološka interpretacija flore, vegetacije in klime popolnoma odvisna od razlagalčevega poznavanja problematike.

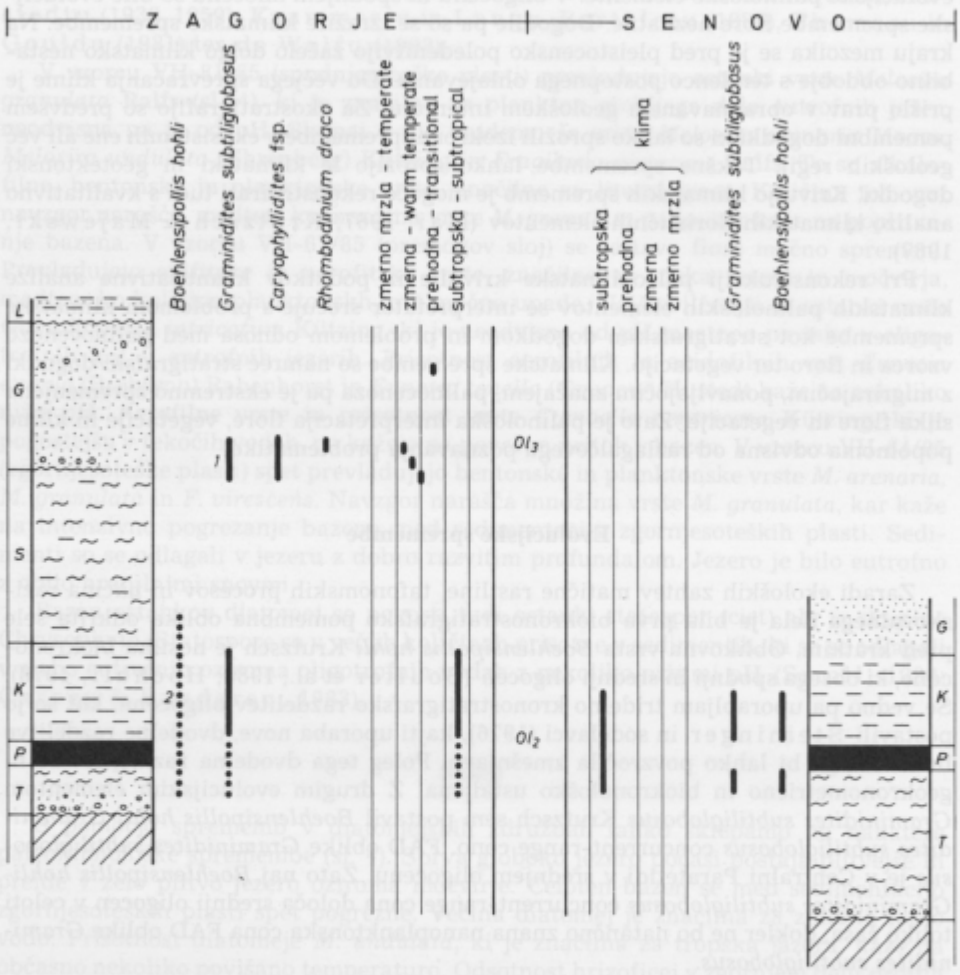
Evolucijske spremembe

Zaradi ekoloških zahtev matične rastline, tafonomskih procesov in načina raziskovalnega dela je bila prva biokronostratigrafsko pomembna oblika odkrita šele pred kratkim. Oblikovna vrsta *Boehlensipollis hohli* Krutzsch je nosilka biokronocone, ki obsega spodnji in srednji oligocen (Boulter et al., 1980; Hochuli, 1978). Še vedno pa uporabljam tridelno kronostratigrafsko razdelitev oligocena, kot so jo postavili Steininger in sodelavci (1976), kajti uporaba nove, dvodelne razdelitve brez razlage bi lahko povzročila zmešnjavo. Poleg tega dvodelna razmejitev še ni geokronometrično in biokronološko ustaljena. Z drugim evolucijskim elementom *Graminidites subtiliglobosus* Krutzsch sem postavil *Boehlensipollis hohli-Graminidites subtiliglobosus* concurrent-range cono. FAD oblike *Graminidites subtiliglobosus* je v Centralni Paratetidi v srednjem oligocenu. Zato naj *Boehlensipollis hohli-Graminidites subtiliglobosus* concurrent-range cona določa srednji oligocen v celoti toliko časa, dokler ne bo natančno znana nanoplanktonska cona FAD oblike *Graminidites subtiliglobosus*.

Boehlensipollis hohli-Graminidites subtiliglobosus concurrent-range cona je bila ugotovljena v Senovški in Zagorski kadunji. V Senovški kadunji določa srednjeoligocensko starost zgornjemu delu »spodnjesoteških« in »zgornjesoteških« plasti (sl. 5). V Zagorski kadunji določa isto starost heteropičnemu litološkemu razvoju ali »spodnjesoteških« ali »zgornjesoteških« plasti ali mogoče celo sivice (sl. 5). Kuščer (1967) je ta litološki razvoj uvrstil v »spodnjesoteške« plasti.

Palinocenozo do zdaj raziskanih vzorcev sivice so stratinomski dejavniki tako močno spremenili, da ni uporabna za interpretacije.

Naslednja nova evolucijska oblika *Caryophyllidites* fsp. je bila ugotovljena v Zagorski kadunji na prehodu sivice v govške plasti. FAD oblikovnega rodu *Caryophyllidites* je v Centralni Paratetidi kronološko postavljen v zgornji oligocen (Hochuli, 1978). Z *Extrapunctatosporites sellingi* Krutzsch in *Rhombodinium draco* Gocht tvori Oppelovo cono, ki približno obsega zgornji oligocen (sl. 5).



Sl. 5. Kronostratigrafski položaj »soteških« in »govških« plasti v Zagorju in Senovem po razpoložljivih palinoloških podatkih. Litostratigrafska stolpca po Placerju (1984) in Uhanu (1986)

Fig. 5. Chronostratigraphic position of the "Socka Beds" and "Govce Beds" in Zagorje and Senovo according to the available palinological data. Lithostratigraphic columns after Placer (1984) and Uhan (1986)

Ol$_2$ Srednji oligocen – Middle Oligocene, *Ol*$_3$ Zgornji oligocen – Upper Oligocene, *T* »Spodnjesoteške« plasti (konglomerat, peščenjak in glina) – Lower "Socka Beds" (conglomerate, sandstone and clay), *P* Premog – Coal, *K* »Zgornjesoteške« plasti (lapor) – Upper "Socka Beds" (marl), *S* Oligocenska morska glina (sivica) – Oligocene Marine Clay, *G* »Govške« plasti – "Govce Beds", *L* Laške plasti – Laško Beds, *1* Zdaj znana vertikalna razširjenost – Presently know vertical range, *2* Vertikalna razširjenost v heteropičnem faciesu »soteških« plasti ali sivica – Vertical range in heteropic facies of "Socka Beds" or Oligocene Marine Clay

Spremembe med klimatskimi elementi

Klimatska interpretacija diagrama frekvenc palinoloških klimatskih elementov pri zadovoljivi zveznosti predstavlja eno temeljnih metod za pridobitev ekostratigrafskih horizontov ali con.

Iz do zdaj zbranih relativnih frekvenc palinoloških klimatskih elementov iz zgornjega dela »spodnjesoteških« in »zgornjesoteških« plasti, prehoda sivice v govške plasti in iz govških plasti je bilo mogoče rekonstruirati le segmente klimatske krivulje. V zgornjem delu »spodnjesoteških« in »zgornjesoteških« plasti Senovške kadunje in »zgornjesoteških« plasti med Zagorjem in Hrastnikom je segment izrazito topel (sl. 5). Lastnost segmenta »spodnjesoteških« plasti med Zagorjem in Hrastnikom so zabrisali facialni elementi. Na prahodu sivice v govške plasti kaže diagram relativnih frekvenc na ohladitev, ki se je v spodnji tretjini govških plasti stopnjevala (sl. 5). V zgornji tretjini je segment ponovno toplejši (sl. 5). Lega viška ohladitve še ni poznana.

Korelacija dobljenih segmentov klimatske krivulje s klimatsko stratigrafsko krivuljo Centralne Paratetide je mogoča na dveh odsekih. Izrazito topli odsek zgornjega dela »spodnjesoteških« in »zgornjesoteških« plasti je mogoče korelirati s srednjeoligocensko subtropsko fazo, hladni odsek govških plasti pa z viškom ohladitve v zgornjem oligocenu.

Za zanesljivo klimatsko stratigrafsko korelacijo in postavitev ekostratigrafskih horizontov ali con bo v prihodnje potrebno izdelati zvezno klimatsko krivuljo oligocena in spodnjega miocena v Sloveniji.

Sklep

V palinoflori smo opazovali spremembe, ki so jih povzročili tafonomski, facialni, klimatski in evolucijski dejavniki. Ker so bile raziskave zelo nenačrtne, razpolagamo s fragmentarnimi rezultati. Z evolucijskima elementoma *Boehlensipollis hohli* in *Graminidites subtiliglobosus* je postavljena concurrent-range cona, ki določa srednjeoligocensko starost zgornjega dela »spodnjesoteških« plasti Zagorske kadunje. Na prehodu sivice v govške plasti je z evolucijskim elementom *Caryophyllidites* fsp. in oblikovnima vrstama *Extrapunctatosporites sellingi* ter *Rhombodinium draco* ugotovljena Oppelova cona, ki približno obsega zgornji oligocen. Iz sprememb med klimatskimi palinološkimi elementi sta rekonstruirana dva segmenta paleoklimatske krivulje. Oba moremo korelirati s stratigrafsko klimatsko krivuljo Centralne Paratetide. Izrazito topli odsek zgornjega dela »spodnjesoteških« in »zgornjesoteških« plasti je mogoče korelirati s srednjeoligocensko subtropsko fazo, hladni odsek govških plasti pa z viškom ohladitve v zgornjem oligocenu.

Foraminifere

Helena Mervič

Na osnovi bentonske foraminiferne favne so že prenekateri raziskovalci poskušali kronostratigrafsko uvrstiti posamezne litološke horizonte v Laško-Zagorski terciarni kadunji.

Zaradi široke vertikalne razširjenosti ugotovljenih vrst ta združba ne daje optimalnih možnosti za kronostratigrafijo. Problematična je tudi stratigrafska korelacija, saj dosedanje raziskave opozarjajo na dejstvo, da so favnistične podobnosti med različnimi stratigrafskimi enotami na isti lokalnosti večje kot med enakimi stratigrafskimi enotami različnih lokalnosti (Boltovskoy & Boltovskoy, 1988).

V Laško-Zagorski terciarni kadunji se terciarne plasti začenjajo s spodnjesoteškimi skladi, ki jih predstavljajo klastične usedline in so po Kuščerju (1967) kontinentalne tvorbe. V teh plasteh do sedaj ni ugotovljena foraminiferna favna.

Na spodnjesoteških skladih je plast premoga, na njem pa so odložene zgornjesoteške plasti. Sestavljata jih lapor in apnenec. V laporju ugotavljamo drobce moluskov, ostanke ostrakodnih lupin, ribje luske in ribje koščice, v apnencu pa haraceje.

Na zgornjesoteških skladih leži modrikastosiva laporasta glina z bogato foraminiferno favno, ki kaže na morski razvoj plasti.

Ugotovljena foraminiferna favna v oligocenski morski glini: po Rijavec (1958, 1983, 1984, 1986, 1987)

Bathysyphon taurinensis Sacco
Cyclammina acutidorsata (Hantken)
Cyclammina praecancellata Voloshinova
Spiroplectammina carinata (d'Orbigny)
Textularia sp.
Tritaxia (Clavulinoides) szabói (Hantken)
Karreriella siphonella (Reuss)
Martinottiella communis (d'Orbigny)
Spiroloculina sp.
Miliolidae
Nodosaria latejugata Gümbel
Nodosaria longiscata d'Orbigny
Dentalina sp.
Lenticulina cultrata (Montfort)
Lenticulina limbosa (Reuss)
Planularia kubinyii (Hantken)
Vaginulinopsis gladius (Phillippi)
Vaginulinopsis pseudodecorata Hagn
Guttulina austriaca (d'Orbigny)
Glandulina laevigata d'Orbigny
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny
Bolivina dilatata Reuss
Bulimina elongata (d'Orbigny)
Uvigerina hantkeni Cushman & Edwards
Cancris auriculus (Fichtel & Moll)
Asterigerinata planorbis (d'Orbigny)
Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis Yabe & Hanzawa
Miogypsina (Miogypsinoides) bantamensis Tan Sin Hok
Globigerina praebulloides praebulloides Blow
Globigerina sp.
Globigerinoides sp.
Cibicidoides ungerianus (d'Orbigny)
Planulina wuellerstorfi (Schwager)
Planulina compressa (Hantken)

Planulina costata (Hantken)
Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani Lemoine & R. Douvillé
Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (Michelotti)
Chilostomella ovoidea Reuss
Pullenia bulloides (d'Orbigny)
Gyroidina soldanii d'Orbigny
Anomalinoides grosserugosus (Gümbel)
Cibicidoides ungerianus (d'Orbigny)
Hanzawaia boueana (d'Orbigny)
Heterolepa dutemplei (d'Orbigny)
Almaena osnabrugensis (Roemer)
Hoeglundina elegans (d'Orbigny)

Med množico oligomiocenskih vrst ugotavljamo paleogenske vrste *Vaginulinopsis pseudodecorata, Vaginulinopsis gladius, Tritaxia (Clavulinoides) szabói* in *Planularia kubinyii*, ki se v spodnjem miocenu ne pojavljajo več. Vrste *Almaena osnabrugensis, Cyclammina acutidorsata* in *Cyclammina praecancellata* pa segajo vse do vključno eggenburgija.

Prehod iz sladkovodnega zgornjesoteškega laporja v morsko laporasto glino je postopen. V jami Hrastnik in v vrtini Brnica–6 je ugotovljena foraminiferna vrsta *Bulimina elongata*, ki je predstavnik brakičnega okolja (Rijavec, 1958).

V Zagorju v prečniku, ki je potekal skozi 300 m debele sklade laporaste gline, je Kuščer (1967) ugotovil bogato foraminiferno favno. V tej glini 50 m nad zgornjesoteškimi plastmi je Papp (1954, 1955) določil *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* Yabe & Hanzawa, *Miogypsina (Miogypsinoides) bantamensis* Tan Sin Hok in *Miogypsina (Miogypsinoides)* sp., ki se po dosedanjih raziskavah v Centralni Paratetidi pojavijo šele v katiju.

Med množico bentonskih foraminifernih vrst v Zagorju je Rijavec (1983) v sivi laporasti glini ugotovila planktonski rod *Globigerinoides*, ki se v Centralni Paratetidi prvič pojavi v spodnjem egeriju. Planktonske foraminiferne vrste v sivi laporasti glini niso tako bogato zastopane kot bentonske, čemur je vzrok vpliv ekoloških dejavnikov.

Sivo laporasto glino v Laško-Zagorski terciarni kadunji na osnovi ugotovljene foraminiferne favne in korelacije z drugimi območji Kuščer (1967) in Cimerman (1967, 79) uvrščata v rupelij, Rijavec (1984) pa v spodnji egerij-katij.

Na oligocenski laporasti glini leži litološko podobna glina, ki se menjava s peskom in peščenjakom. Te plasti Kuščer (1967) imenuje govški skladi. Glede na foraminiferno favno je v njih ločil štiri cone:

1. cona z bogato morsko favno in ostanki oligocenskih vrst,
2. cona z *Bulimina elongata*,
3. cona z *Nonion commune* in *Virgulina schreibersiana* in
4. cona s *Streblus* beccari.

Kuščer (1967) in Rijavec (1984) postavljata glino z bogato morsko favno in ostanki oligocenskih vrst (1. cono) v akvitan. V zgornjih peščenih delih govških plasti (2., 3. in 4. cona) postaja foraminiferna favna enolična, značilna za brakično okolje. Kuščer (1967) uvršča te plasti v burdigal.

Pri nadaljnji paleontološki obdelavi vzorcev in vrtin in s površine v Laško-Zagorski terciarni kadunji ugotavlja Rijavec (1984) v peščenoglinastih govških plasteh prav tako enolično in dokaj dobro ohranjeno foraminiferno favno z naslednjimi vrstami:

– *Ammonia beccarii* (Linné),
– *Florilus communis* (d'Orbigny),
– *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek) in
– *Bulimina elongata* (d'Orbigny).

V jami Loke pri Zagorju je v peščeni glini, ki leži nad akvitanijskimi plastmi, poleg dokaj bogate oligomiocenske favne ugotovljena vrsta *Almaena osnabrugensis* (Roemer), katere vertikalna razširjenost sega od rupelija do vključno eggenburgija, zato Rijavec (1986) uvršča te plasti v eggenburgij.

V govški peščeni glini ugotavljamo poleg foraminiferne favne več vrst ostrakodov, radiolarije, spikule spongij, iglice morskih ježkov, ribje luske in ribje zobe. Ostrakodna vrsta *Cytheridea* cf. *eggenburgensis* Kollmann, ugotovljena v jami Kotredež, pa po Rijavčevi (1987) dokazuje eggenburgijsko starost govških plasti.

Sklep

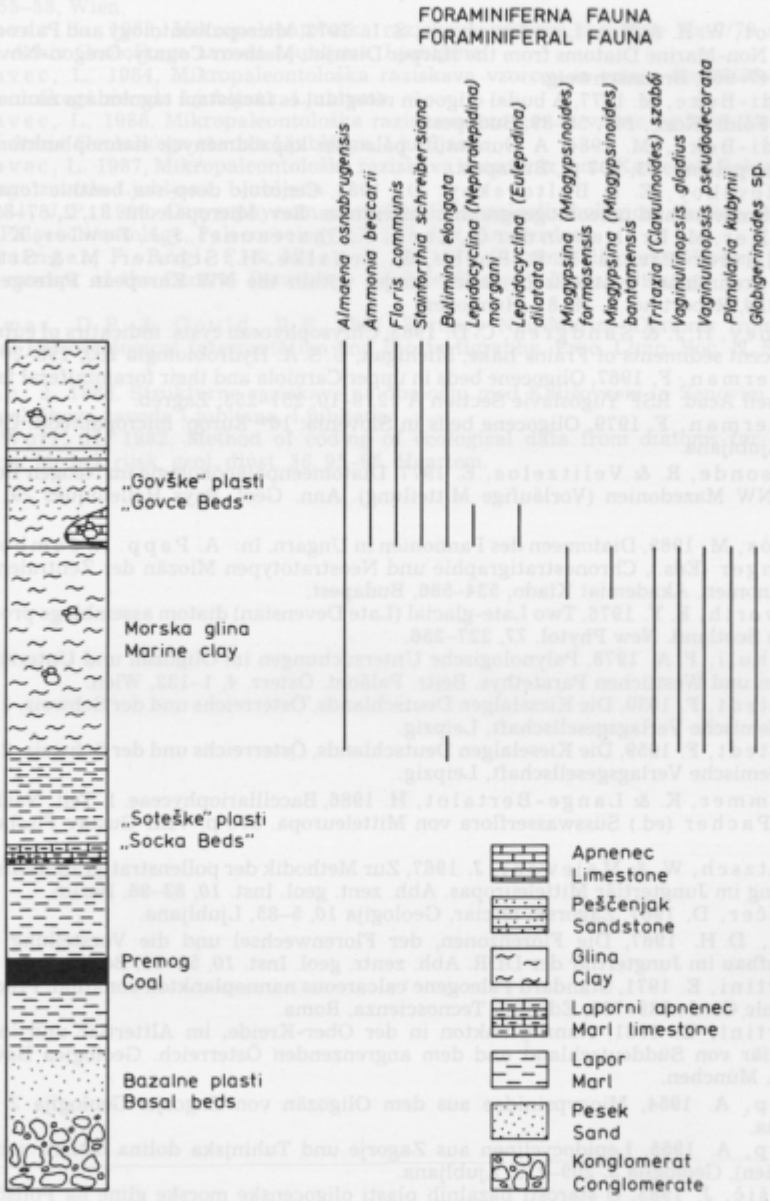
Foraminiferno favno v Laško-Zagorski terciarni kadunji ugotavljamo v brakičnih prehodnih plasteh med zgornjesoteškim laporjem in sivo laporasto glino, v morsko razviti laporasti glini in v brakičnih peščenih govških plasteh (sl. 6).

Siva laporasta glina, kjer je ugotovljena najbogatejša foraminiferna združba, je oligocenske starosti, kar dokazujejo paleogenske vrste *Vaginulinopsis pseudodecorata, Vaginulinopsis gladius, Tritaxia (Clavulinoides) szabói* in *Planularia kubinyii*. Veliko podobnost med nastopajočo foraminiferno favno in favno rupelijske kiscellske gline Madžarske sta ugotovila že Cimerman (1967) in Kuščer (1967); Rijavec (1984) pa je na osnovi ugotovljenih katijskih miogipsin uvrstila sivo laporasto glino v spodnji egerij-katij.

Laporasto glino z vložki lepidociklinskega apnenca in manjkajočimi paleogenskimi vrstami v bazi govških plasti sta Kuščer (1967) in Rijavec (1984) uvrstila v akvitanij.

V višje ležečih govških plasteh se pojavlja enolična foraminiferna favna, značilna za brakično okolje. Na osnovi foraminiferne vrste *Almaena osnabrugensis* in ostrakodne vrste *Cytheridea* cf. *eggenburgensis* je Rijavec (1986, 1987) te plasti uvrstila v eggenburgij.

Ker vplivajo na sestavo foraminiferne združbe poleg evolucije tudi ekološki in topografski dejavniki morskega dna, bodo zaradi pravilne kronostratigrafske uvrstitve sive laporaste gline in peščenih govških plasti nadaljnje raziskave temeljile na ekostratigrafiji.



Sl. 6. Stratigrafski stolpec oligocenskih in miocenskih plasti v Laško-Zagorski terciarni kadunji. Litološki stolpec prirejen po Cimermanu (1979)

Fig. 6. Stratigraphic column of the Oligocene and Miocene beds in the Laško-Zagorje Tertiary basin. Lithologic column adapted from Cimerman (1979)

Literatura

Abbot, W. H. & Van Landingham, S. L. 1972, Micropaleontology and Paleoecology of Miocene Non-Marine Diatoms from the Harper District, Malheur County, Oregon-Nova Hedwigia *22*, 847–967, Braunschweig.

Baldi-Beke, M. 1977, A budai oligocén rétegtani es fáciestani tagolódása nannoplankton alapján. Földt. Közl., *107*, 59–89, Budapest.

Baldi-Beke, M. 1984, A Dunántúli paleogén képzödmények nannoplanktonja. Geol. Hung. ser. paleont. *43*, 307 p., Budapest.

Boltovskoy, E. & Boltovskoy, D., 1988, Cenozoic deep-sea benthic foraminifera: Faunal turnovers and paleobiogeographic differences. Rev. Micropaleont. *31*, 2, 67–81, Paris.

Boulter, M., Brelie van der G., Caro, Y., Chateaunef, J. J., Fowler, K., Meyer, K. J., Ollivier-Pierre, M. F., Roche, E., Schalke, H., Schuler, M. & Sittler, C. 1980, A preliminary synthesis of pollen ranges within the NW European Paleogene. IGCP project *124*, Report no. 6, 78–81, Hannover.

Carney, H. J. & Sandgren, C. D. 1983, Chrysophycean cysts: indicatirs of eutrofication in the recent sediments of Frains Lake, Michigan, U. S. A. Hydrobiologia *103*, 195–203, Hague.

Cimerman, F. 1967, Oligocene beds in upper Carniola and their foraminiferal fauna. Bul. sci. Conseil Acad. RSF Yugoslavie Section A *12*, 9–10, 251–253, Zagreb.

Cimerman, F. 1979, Oligocene beds in Slovenia. 16th Europ. micropal. coll. Guidebook, 65–70, Ljubljana.

Gersonde, R. & Velitzelos, E. 1977, Diatomeenpaläoökologie im Neogen Becken von Vegora NW Mazedonien (Vorläufige Mitteilung). Ann. Geol. Pays Helleniques *29*, 373–382, Athens.

Hajós, M. 1985, Diatomeen des Pannonien in Ungarn. In: A. Papp. A. Jambor & F. F. Steininger (Eds.), Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der Zentralen Paratethys. Pannonien. Akademiai Kiado, 534–586, Budapest.

Haworth, E. Y. 1976, Two Late-glacial (Late Devensian) diatom assemblage profiles from northern Scotland. New Phytol. *77*, 227–256.

Hochuli, P. A. 1978, Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. Beitr. Paläont. Österr. *4*, 1–132, Wien.

Hustedt, F. 1930, Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. 1. Teil. 920 p., Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Hustedt, F. 1959, Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. 2. Teil. 845 p., Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1986, Baccillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae. In: A. Pacher (ed.) Süsswasserflora von Mitteleuropa. 876 p. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.

Krutzsch, W. & Majewski, J. 1967, Zur Methodik der pollenstratigraphischen Zonengliederung im Jungtertiär Mitteleuropas. Abh. zent. geol. Inst. *10*, 83–98, Berlin.

Kušćer, D. 1967, Zagorski terciar, Geologija *10*, 5–85, Ljubljana.

Mai, D. H. 1967, Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellung über den Klimaaufbau im Jungtertiär der DDR. Abh. zentr. geol. Inst. *10*, 55–81, Berlin.

Martini, E. 1971, Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. Proc. of the II Planktonic Conf., 739–785, Edizioni Tecnoscienza, Roma.

Martini, E. 1981, Nannoplankton in der Ober-Kreide, im Alttertiär und im tieferen Jungtertiär von Süddeutschland und dem angrenzenden Österreich. Geologica Bavarica *82*, 345–356, München.

Papp, A. 1954, Miogypsinidae aus dem Oligozän von Zagorje. Geologija *2*, 168–178, Ljubljana.

Papp, A. 1955, Lepidocyclinen aus Zagorje und Tuhinjska dolina östlich von Kamnik (Slowenien), Geologija *3*, 209–215, Ljubljana.

Pavšič, J. 1983, O starosti bazalnih plasti oligocenske morske gline na Poljščici. Geol. zbornik *4*, 93–99, Ljubljana.

Pavšič, J. 1985, Nanoplanktor iz spodnjih delov oligocenske morske gline v Sloveniji. Geol. glasnik *28*, 2, 171–176, Sarajevo.

Perch-Nielsen, K. 1985, Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. M. et al. (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Press, 427–554, Cambridge.

Placer, L. 1984, Raziskave terciarne premogovne kadunje med Zagorjem in Moravčami 1982–1983. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rijavec, L. 1958, Stratigraphische Bemerkungen über die Bohrung Brnica 6. Ver. Geol. B. A. 1, 55–58, Wien.

Rijavec, L. 1983, Mikropaleontološka raziskava vzorcev iz vrtine Kz-7/79 (Zagorje). Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rijavec, L. 1984, Mikropaleontološka raziskava vzorcev iz vrtine Kz-22/83. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rijavec, L. 1986, Mikropaleontološka raziskava vzorcev iz vrtine Lj-5/86 (Loke-jama). Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rijavec, L. 1987, Mikropaleontološka raziskava vzorcev iz jame Kotredež. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Smoll, J. P. 1988, Chrysophycean microfossils in paleolimnological studies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology *62*, 287–299, Amsterdam.

Steininger, F., Rögl, F. & Martini, E. 1976, Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Parathetys (Middle Europe). Newsl. Stratigr. *4*, 3, 174–202, Berlin.

Thomas, D. P. & Gould, R. E. 1981, Tertiary Non-Marine Diatoms from Eastern Australia: Paleoecological Interpretation and Biostratigraphy. Proc. Limn. Soc. N. S. W. *105*, 53–56.

Uhan, J. 1986, Strukturne raziskave na območju med Kališovcem in Senovim. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

De Wolf, H. 1982, Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. Meded. rijsk. geol. dinst. *36*, 95–98, Haarlem.

GEOLOGIJA *31, 32,* 347–349 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.7=863

Današnji pogled na biostratigrafijo

Biostratigraphy of today

Bogomir Jelen

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Avtor skuša pojasniti nasprotje med klasičnim paleontološkim in biostratigrafskim načinom dela in zadnjimi ugotovitvami empirične znanosti na področju neravnovesnih stanj sistemov.

Abstract

An attempt is made to explain the recently evident confrontation of the classical paleontological and biostratigraphical investigation methods with the new empirical paradigm – the non-equilibrium theory of the developing systems.

Uvod

V tem kratkem prispevku ne bom nič zapisal o vlogi in delovanju biostratigrafije ali njeni problematiki oziroma polemiki o njej. Nanjo se bom ozrl z višjega nivoja, s katerega je njena funkcija določena in od koder bi morali reševati njeno problematiko in polemiko. Strnjeno bom skušal prikazati, kako se biostratigrafija vključuje v sedanjo razvojno stopnjo empirične znanosti, iz katere je, tako mislim, ne smemo jemati, ker je del naravoslovne znanosti.

Biostratigrafija na sedanji razvojni stopnji empirične znanosti

Naj na začetku navedem odlična Kuščerjeva opazovanja, objavljena že leta 1967: »Po sestavi je ta favna precej podobna favni oligocenske morske gline, kar kaže na podobne ekološke pogoje v času sedimentacije obeh glinastih oddelkov«, dalje »Vzporedno z litološko spremembo se spremeni tudi sestava foraminiferne favne...« in »V še višjih govških plasteh, predvsem v zahodnem delu zagorskega sinklinorija, pa prevladuje izrazito brakična favna s *Streblus becarii*« ali pa »Zanimivo je, da se pri razporeditvi teh con kaže ista tendenca kot v razvoju šlira v vzhodnem delu severnoalpske molasne kotline, kjer so spodaj tudi morske favne z robolusi, na vrhu

pa brakične favne z vrsto *Streblus becarii*. S tem seveda ni dokazana istočasnost govških in spodnjemiocenskih favn molasne kotline, temveč le, da je zaporedje favnističnih con pri postopnem pojemanju morskega vpliva lahko na različnih krajih podobno«. Škoda, da tem ugotovitvam kasnejši raziskovalci niso posvetili nobene pozornosti.

Na vseh ravneh biološke organiziranosti obstaja namreč tesen medsebojni odnos med okoljem, funkcijo in zgradbo. Osebek, vrsta, združba, ekosistem, ki delujejo kot energetski, kemični, biološki in kibernetični sistemi, niso več izolirani sistemi v smislu klasične termodinamike, ampak po teoriji kompleksnih dinamičnih sistemov pripadajo odprtim sistemom v smislu termodinamike neravnovesnih stanj (Laszlo, 1987; Prigonine & Stengers, 1984). Iz nove raziskovalne discipline, ekološke genetike, je znano, da je nelinearni kemični sistem genom v neravnovesnem stanju. Podobno velja za vrsto, združbo in ekosistem, ker so sistemi prav tako v tretjem stanju.

Organizacijski nivoji življenja so tako stran od ravnovesja, da v spreminjajočem se okolju ne morejo ostati nespremenljivi. Poskusi so potrdili, da je sistem v tretjem stanju vržen iz stanja nespremenljivosti, ko se spremeni en sam parameter okolja. Ti odprti dinamični sistemi so kritično občutljivi na spremembe tistih parametrov, ki so bistveni za njihovo ohranitev (Laszlo, 1987; Prigonine & Stengers, 1984).

Znanstveno empirični celoviti postopek ugotavljanja odnosov med organizmi in okoljem je v biologiji prisoten že od konca prejšnjega stoletja (Odum, 1971). Za biostratigrafe ga je po Waltherju (1894; cf. Middleton, 1973) ponovno izpostavil šele Shaw (1964).

V klasični biostratigrafiji določa cono fosilna vsebina v času. V paleoekologiji pa določa cono fosilna vsebina v prostoru oziroma okolje. Ker so osebek, vrsta in združba torej odprti dinamični sistemi, povzročajo spremembe v okolju nihanje okoli nivoja nespremenljivosti. Ko so doseženi mejni pogoji, nastopi kritična nestabilnost. Na tip in lastnosti impulza iz okolja se različni biološki sistemi različno odzivajo. Torej je ekosistem v stratigrafiji hipervolumen in ga sekajo časovne ravnine.

Sklepna misel

Odnosi v ekosistemu so za biologa med seboj tako povezani, da jih ne skuša razdvajati. Pri našem paleontološkem in biostratigrafskem delu pa je ta unitarni koncept izkustvene znanosti tako malo upoštevan!

Znanstveni in filozofski koncepti prihajajo in odhajajo. Vsak koncept, ki je prekosil predhodnega, omejenega v razumevanju nekega naravnega pojava, je postal, ko je bil izčrpan, ovira novemu, še bolj znanstvenemu in filozofsko globljemu konceptu.

V šestdesetih letih so bili biološki sistemi še linearni in bolj ali manj zaprti. V sedemdesetih letih so postali nelinearni, odprti in dinamični. Začelo se je preučevanje dinamike procesov in dinamičnosti med ravnovesji – neravnovesji. Zato zdaj deskriptivno paleontologijo vedno bolj nadomešča paleobiologija in klasično biostratigrafijo ekostratigrafija.

Literatura

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija *10*, 5–85, Ljubljana.
Laszlo, E. 1987, Evolution The Grand Synthesis. 212 p., Shambala, Boston.
Middleton, G. V. 1973, Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. Bull. Geol. Soc. America *84*, 979–988.
Odum, E. P. 1971, Fundamentals of Ecology. 574 p., W. B. Sounders, Philadelphia.
Prigonine, I. & Stengers, I. 1984, Order out of Chaos: Man's New Dialogue with Nature. 349 p., Shambala, Boston.
Shaw, A. B. 1964, Time in Stratigraphy. 365 p. McGraw-Hill, New York.

GEOLOGIJA *31, 32*, 351–394 (1988/89), Ljubljana

UDK 552.5:551.763.781(497.12)=20

Microfacies analysis of limestones from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW Slovenia (Yugoslavia)

David Delvalle
Institut für Sedimentforschung, Universität Heidelberg,
Im Neuenheimer Feld 236, D-6900 Heidelberg, BRD

Stanko Buser
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Abstract

A microfacies analysis of limestone samples from NW Yugoslavia (Slovenia) was carried out. The microscopic observations were complemented with palynological and geochemical data including determination of isotopic ratios. The findings point to a regressive development which took place during the Senonian and culminated in karst and subsequent bauxitization. In a later stage of subaerial exposure, calichification occurred overlapping the karst facies. At the beginning of the Tertiary, a transgression unfolded and the Kozina limestones started to form. Due to sea level changes and climatic factors, these sediments show superimposed palustrine and brackish intertidal to subtidal horizons which were diagenetically altered thus presenting a complicated facies pattern. Overlaying the Kozina limestones, the Late Paleocene Miliolid limestones occur. These are brackish intertidal to subtidal sediments that underwent prolonged periods of subaerial exposure, too. There is a gradual predominance of marine organisms in the vertical sequence that reaches its maximum in the next unit, the Alveolina-Nummulites limestones (Early Eocene). The three stratigraphic units dealt with in this study reflect gradual but important facies changes which are stressed here.

Introduction

Stanko Buser

The present study gives a reconstruction of the facies development that took place during the time interval from Upper Cretaceous to Early Eocene in SW Slovenia.

The analysis focuses on the interpretation of the depositional environments and diagenesis of the Tertiary limestones, especially of the limestones that were deposited at the beginning of the Tertiary age, the Kozina limestones.

Several investigators (Stache, 1889; Hamrla, 1960; Pleničar, 1961; Pavlovec, 1963; Drobne et al, 1988) consider these limestones to have been originated under most diverse conditions. Among the proposed depositional settings there are lakes, estuaries and brackish lagoons. The Kozina beds also show marine intercalati-

ons rendering the facies spectrum almost complete. This facies complexity is generally taken to be the result of tectonic instability since the Laramian movements of the Alpine orogenesis were still active in the area at the beginning of the Tertiary.

Taken as a whole, the entire Tertiary sequence shows a clear transgressive character which is, of course, unthinkable without tectonics.

Last but not least, the authors refer to the Cretaceous-Tertiary boundary in the studied area which is marked by an unconformity that can be easily recognized in the field. Moreover, this boundary shows some interesting features that may help to interpret the subsequent facies development.

Tectonic structure of the investigated territory

Regarding the broadest geotectonic division of Slovenia, the discussed territory belongs to the Outer Dinarids, the rocks of which originated – from the paleogeographic point of view – on the Dinaric carbonate platform. In the narrow tectonic division this territory makes part of the Materija anticline. The axis of the anticline is directed NW-SE and plunges northwest under a modest angle. In its northern part where profiles 2 (NE of Materija) and 3 (Slivje) are sited, the Cretaceous and the Paleogene beds dip 10 to 30° northeast. In the surroundings of Kozina where profile 1 is sited on the crest of the anticline, the beds dip 40 to 50° west. In the area between Kozina and Slavnik they beds dip steeper southwest; the reach vertical or even overturned position and are scaled in places.

The investigated territory is affected by rare faults. An important fault directed NW-SE runs northeast of Kozina. The same fault can be followed also north of Materija and Markovščina. Along this fault a horizontal slip for about 1,200 m displaced the Paleogene and the Cretaceous beds northeast of Materija. A shorter horizontal displacement can be seen also in Kozina close to profile 1.

The region shows a typical karst topography characterized by numerous dolines. Deep reaching solution weathering which took place especially during the Pleistocene caused the development of subterraneous river systems.

Stratigraphy

The problem of the Cretaceous-Tertiary boundary in the West Dinarides was first studied by the Austrian geologist Stache in the years 1859 to 1889. He introduced the term "Liburnian stage" for the limestone beds which were deposited, according to him, between the uppermost Cretaceous and the lowest Tertiary. The "Liburnian stage" he divided into Lower foraminiferal limestones, Kozina beds and Upper foraminiferal limestones (Stache, 1889).

Instead of "Liburnian stage", Pavlovec and Pleničar (1979) proposed the term "Liburnian formation", since, they argued, the sequence of the beds really extends through several stages. The same authors regard the Lower foraminiferal limestones (which they named "Vreme beds") to be of Maastrichtian age (Pavlovec & Pleničar, 1979), the Kozina beds to be of Lower Paleocene age (Danian) and the Upper foraminiferal limestones (named "Miliolid limestones") to be of Thanetian age. Overlying the Miliolid limestones the so-called Alveolina-Nummulites limestones occur. They belong to the Ilerdian and Cuisian (Drobne & Pavlovec, 1979).

Regarding the proposal of a new division of the Paleogene beds (Cavelier

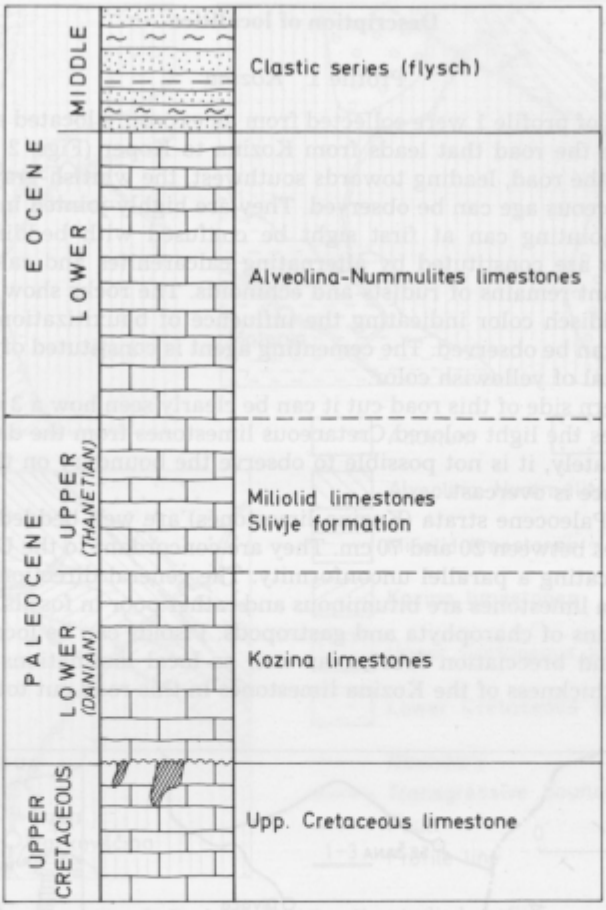


Fig. 1. Schematic profile displaying the stratigraphic units of the studied area

& Pomerol, 1986) in which the Ilerdian is placed into the Upper Eocene and hence lowering the Paleocene-Eocene boundary, the investigated beds can be stratigraphically ranged as follows: the Kozina limestone belongs to the Lower Paleocene or the Danian respectively, the Miliolida limestone to the Upper Paleocene or the Thanetian and the Alveolina – Nummulite limestone to the Lower Eocene (Fig. 1)

The carbonate sequence is overlain by clastic series (flysch) – not analized in this paper – considered to be of Middle Eocene age.

The Vreme beds are not present in the studied localities. Instead, Cretaceous rocks here are constituted by rudistid and micritic limestones which we take to have formed during the Turonian and Senonian. The schematic profile (Fig. 1) shows the stratigraphic units dealt with in the present paper. As we shall discuss later, the stratigraphic subdivision of the Tertiary also reflects important changes of facies. It should be pointed out, however, that the transitions between the carbonate units within the Tertiary sequence are far from being abrupt.

Description of localities

Profile 1 *Kozina*

The samples of profile 1 were collected from an exposure located about 15 km SE from Trieste on the road that leads from Kozina to Koper (Figs. 2 and 3). On the eastern side of the road, leading towards southwest, the whitish-grayish limestones of Upper Cretaceous age can be observed. They are highly jointed in such a regular way that the jointing can at first sight be confused with bedding planes. The limestones here are constituted by alternating calcarenites and calcirudites. They contain abundant remains of rudists and echinoids. The rocks show in some places a brownish-reddisch color indicating the influence of bauxitization. Local brecciation textures can be observed. The cementing agent is constituted of calcareous and bauxitic material of yellowish color.

On the eastern side of this road cut it can be clearly seen how a 3 m thick bauxite pocket separates the light colored Cretaceous limestones from the darker Paleocene beds. Unfortunately, it is not possible to observe the boundary on the western side because the place is overcast.

The Lower Paleocene strata (Kozina limestones) are well bedded having individual thicknesses between 20 and 70 cm. They are concordant to the Upper Cretaceoous strata indicating a parallel unconformity. The general direction of dip is W to SW. The Kozina limestones are bituminous and rather poor in fossils. In some places they bear remains of charophyta and gastropods. Pisoids can be locally recognized. Bioturbation and brecciation fabrics, as well as local laminations are commonly observed. The thickness of the Kozina limestones in this road cut totals 61 m.

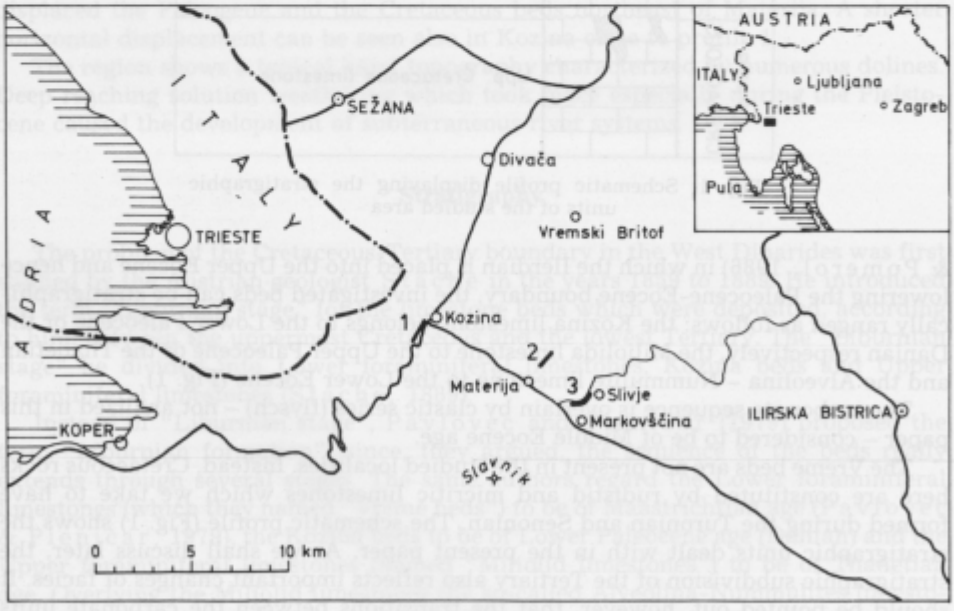


Fig. 2. Position of the investigated profiles in the Paleogene beds of the surroundings of Kozina

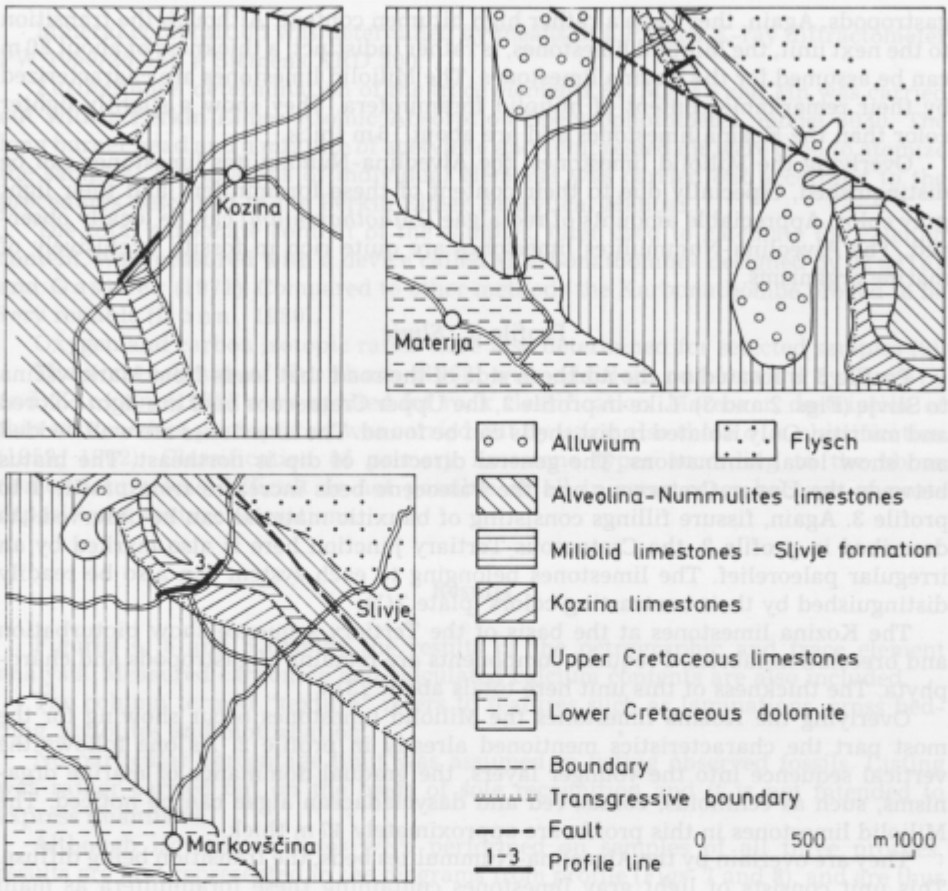


Fig. 3. Geological setting the studied profils

Profile 2 *NE from Materija*

The sampling of profile 2 was carried out on hill Greben located 1.7 km NE from Materija village (Figs. 2 and 3). The Upper Cretaceous beds are constituted of light colored micritic limestones that show the effects of paleokarst. Scattered rudist shells can be found. Like in profile 1 brecciation textures can be locally observed. Again, the cementing material is calcareous and bauxitic. Minor local bauxite intercalations are also present.

The contact between Cretaceous and Tertiary limestones can be readily recognized since the rocks show conspicuous differences in color. Also, the boundary is characterized by an irregular paleorelief exhibiting former solution cavities. These cavities were filled up with dark Lower Paleocene sediments. In profile 2 the Kozina limestones have very much the same apperance as in profile 1. In comparison to the Upper Cretaceous limestones they are obviously the better soil builders as can be seen from the terrain morphology. The beds contain remains of charophyta and

gastropods. Again, they have a rather high bitumen content. Although the transition to the next unit, the Miliolid limestones, is rather indistinct, a thickness of about 20 m can be assumed for the Kozina limestones. The Miliolid limestones are characterized by their remarkable content of miliolid foraminifera. They show a slightly lighter color than the Kozina limestones and are about 16 m thick.

Overlying the Miliolid limestones, the Alveolina-Nummulites limestones can be distinguished, especially due to their content of these foraminifera and their light gray color. Appreciable amounts of red algae *(Lithothamnium)* can be locally observed. The Alveolina-Nummulites limestones are quite rich in fossils, exclusively of marine organisms.

Profile 3 *Slivje*

Profile 3 is located on the northern side of the road that leads from Markovščina to Slivje (Figs. 2 and 3). Like in profile 2, the Upper Cretaceuos beds are light colored and micritic. Only isolated rudist shells can be found. The limestones are well bedded and show local laminations. The general direction of dip is northeast. The hiatus between the Upper Cretaceous and the Paleocene beds increases from profile 1 to profile 3. Again, fissure fillings consisting of bauxitic material can be observed. As described in profile 2, the Cretaceous-Tertiary junction here is also marked by an irregular paleorelief. The limestones belonging to each system can also be readily distinguished by their contrasting colors (plate 7/1).

The Kozina limestones at the basis of the Tertiary sequence show bioturbation and brecciation fabrics. Frequent components are remains of gastropods and charophyta. The thickness of this unit here totals about 73 m.

Overlying the Kozina limestones the Miliolid limestones occur showing for the most part the characteristics mentioned already in profile 2. As one follows the vertical sequence into the younger layers, the gradual dominance of marine organisms, such as echinoids, corals, red and dasycladacean algae can be noticed. The Miliolid limestones in this profile are approximately 47 m thick.

They are overlain by the Alveolina-Nummulites beds, the transition being diffuse. This unit consists of light gray limestones containing these foraminifera as main constituents and marine organisms such as bryozoa, echinoids and red algae.

Unfortunately, the sampling could not be carried out until reaching the flysch series, which did not allow examination of the boundary between Alveolina-Nummulites limestones and flysch.

Methods

David Delvalle

A total of 154 samples was collected from the localities described above. All samples were cut at right angles to bedding planes, and the more suitable halves were selected for the preparation of acetate peels according to the method described by McCrone (1963). The remaining material was ground and kept for mineralogical and geochemical analysis.

Acetate peels were examined with a microfiche reading device which allowed a maximal 42-fold enlargement and proved to be most useful for observation.

Thin sections were made from selected samples in order to solve special problems such as recrystallization, cement types and optic orientation of crystals.

Mineral composition was determined by means of a Philips X-ray diffractometer PW 1050/25 and a Siemens XRD 500.

Furthermore, determination of the trace elements Sr, Mg, Fe and Mn was carried out with a Perkin Elmer Atomic Absorption Spectrophotometer, model 3030. The long burner head and a mixture of acetylene and compressed air were used to atomize the samples. The analysis of individual elements was carried out according to the procedures described in the Perkin Elmer Analytical Manual.

The total carbonate content of the samples, later used to calculate the calcium content, was measured with a device called »Karbonatbombe« designed by Müller and Gastner (1971). Compared to other methods the Karbonatbombe proved to be very reliable (Dunn, 1980).

Oxygen and carbon isotopic ratios were also determined for selected samples (9).

The nomenclature of Dunham (1962) with additions put forward by Embry and Klovan (1972) were applied for rock classification. Moreover, description of thin sections (see photoplates) was carried out by using also the Folk classification (1959, 1962). Classification of primary limestone types according to the above nomenclature was difficult or not possible at all in some cases because of post-depositional texture alterations.

Results

Figures 4, 5 and 6 display the results of the petrographic and trace element analysis. Measured carbonate and calculated calcium contents are also included.

The column termed "texture" refers to features such as laminations, cross bedding, stylolites and bioturbation.

No particular percentage limit was assumed in listing observed fossils. Listing was rather carried out on the basis of sole recognition and it is not intended to express quantities.

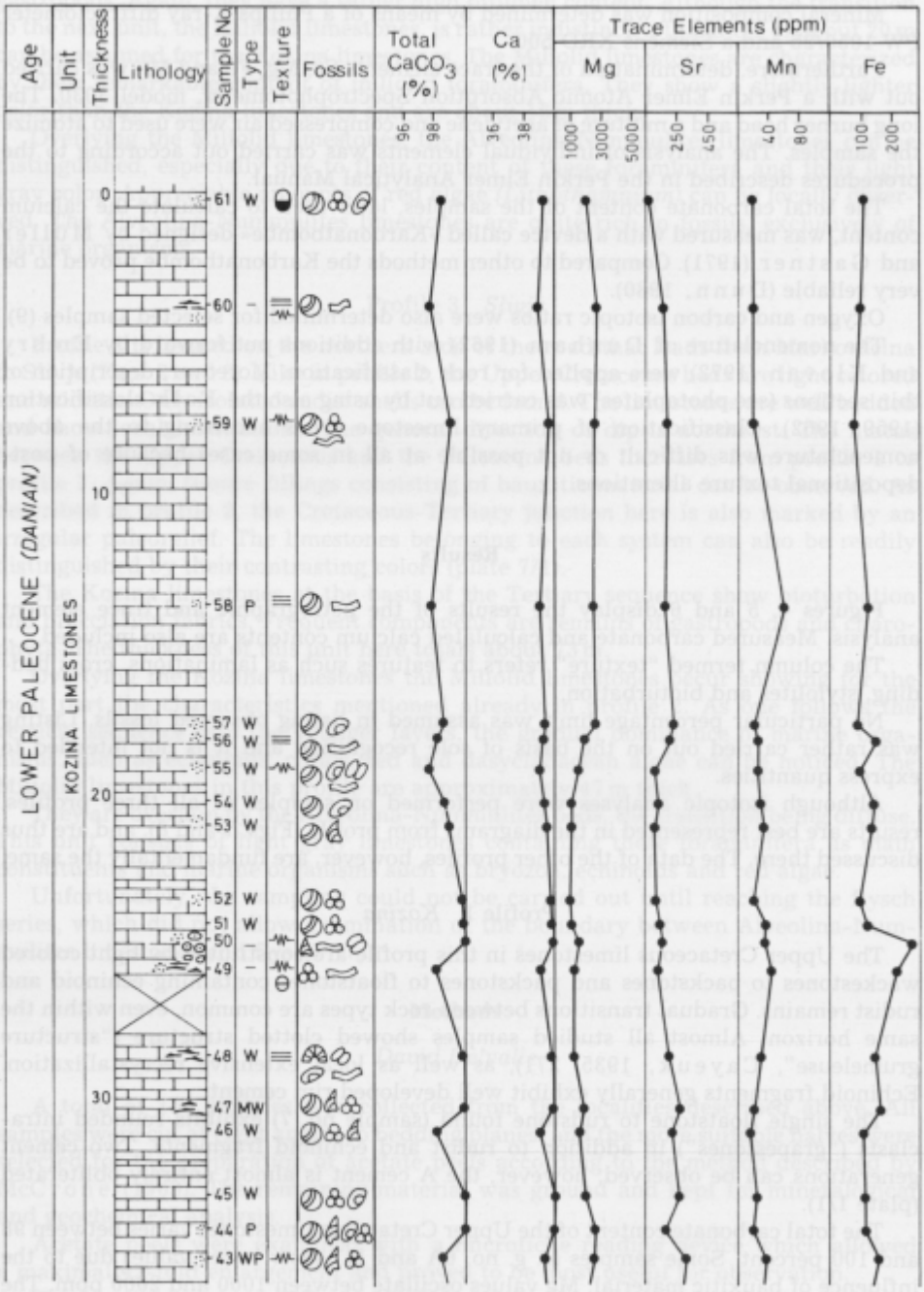
Although isotopic analyses were performed on samples of all three profiles, results are best represented in the diagrams from profile (Figs. 7 and 8), and are thus discussed there. The data of the other profiles, however, are fundamentally the same.

Profile 1 *Kozina*

The Upper Cretaceous limestones in this profile are constituted by light colored wackestones to packstones and packstones to floatstones containing echinoid and rudist remains. Gradual transitions between rock types are common, even within the same horizon. Almost all studied samples showed clotted structure ("structure grumeleuse", Cayeux, 1935, 271), as well as local extensive recrystallization. Echinoid fragments generally exhibit well developed rim cement.

The single floatstone to rudstone found (sample no. 7) exhibits rounded intraclasts ("grapestones") in addition to rudist and echinoid fragments. Two cement generations can be observed, however, the A cement is almost entirely obliterated (plate 1/1).

The total carbonate content of the Upper Cretaceous limestones varies between 98 and 100 percent. Some samples (e. g. no. 6A and 11) show lower values due to the influence of bauxitic material. Mg values oscillate between 1000 and 2000 ppm. The remaining elements show rather low values: Sr (50 to 130 ppm); Mn (up to 40 ppm); Fe (30 to 70 ppm).


Age
Unit
Thickness
Lithology
Sample No
Type
Texture
Fossils
Total CaCO3 (%)
Ca (%)
Trace Elements (ppm)
Mg
Sr
Mn
Fe
LOWER PALEOCENE (DANIAN)
KOZINA LIMESTONES
0
10
20
30
61 W
60 -
59 W
58 P
57 W
56 W
55 W
54 W
53 W
52 W
51 W
50 -
49 -
48 W
47 MW
46 W
45 W
44 P
43 WP
96 98
36 38
1000 3000 5000
250 450
40 80
100 200

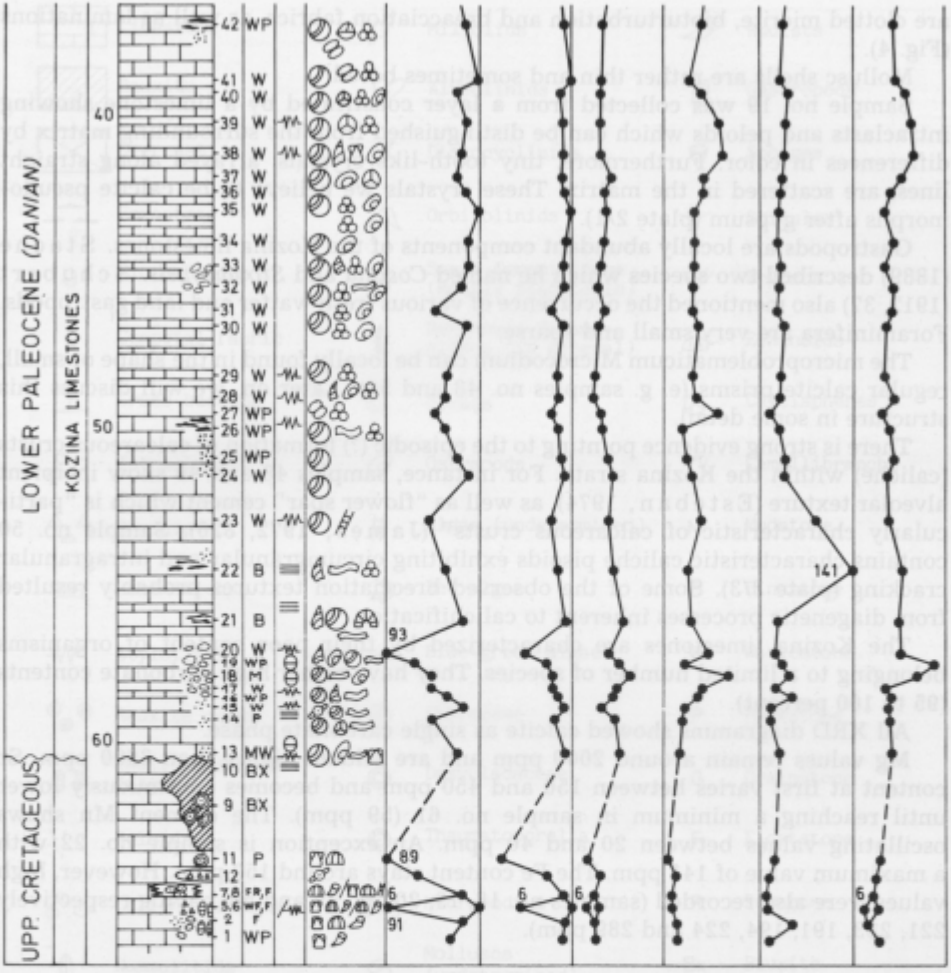


Fig. 4. Profile 1

The sample collected from the bauxite pocket shows a texture type which Carrozi (1960) termed "oolitic". Individual ooids exhibit diameters up to 0.5 mm, reveal a brown-reddish color under the microscope and are clearly zoned. Such ooids formed, of course, diagenetically (plate 1/4).

Sample no. 10, also collected from the pocket, has a rather conglomeratic fabric. The rock fragments are constituted by limestones exhibiting rounded micritic bodies ("glaebules") cemented with microspar (plate 1/5).

At the basis of the Tertiary sequence the Kozina limestones occur consisting of dark bituminous mudstones to wackestones, wackestones to packstones and packstones that underwent, however, local post-depositional texture alterations. Most samples contain abundant peloids, remains of charophyta (oogonia and gyrogonites), blue-green algae and sparse minute ostracods. Important features of these limestones

are clotted micrite, bioturturbation and breacciation fabrics, as well as laminations (Fig. 4).

Mollusc shells are rather thin and sometimes bored.

Sample no. 19 was collected from a layer constituted by a limestone showing intraclasts and peloids which can be distinguished from the surrounding matrix by differences in color. Furthermore, tiny tooth-like crystals, arrayed along straight lines, are scattered in the matrix. These crystals we believe to be calcite pseudomorphs after gypsum (plate 2/1).

Gastropods are locally abundant components of the Kozina limestones. Stache (1889) described two species which he named *Cosinia* and *Stomatopsis*. Schubert (1912, 37) also mentioned the occurrence of various fresh watter and land gastropods. Foraminifera are very small and sparse.

The microproblematicum Microcodium can be locally found in the shape of small, regular calcite prisms (e. g. samples no. 48 and 50). Later on, we will discuss this structure in some detail.

There is strong evidence pointing to the episodic (?) formation of calcareous crusts (caliche) within the Kozina strata. For instance, samples 48 and 49 show incipient alveolar texture (Esteban, 1974), as well as "flower spar" cement which is "particularly characteristic of calcareous crusts" (James, 1972, 826). Sample no. 50 contains characteristic caliche pisoids exhibiting circumgranular and intragranular cracking (plate 3/3). Some of the observed brecciation textures probably resulted from diagenetic processes inherent to calichification.

The Kozina limestones are characterized by their poor content of organisms belonging to a limited number of species. They have rather high carbonate contents (95 to 100 percent).

All XRD diagramms showed calcite as single carbonate phase.

Mg values remain around 2000 ppm and are seldom higher than 3000 ppm. Sr content at first varies between 150 and 450 ppm and becomes continuously lower until reaching a minimum in sample no. 61 (59 ppm). The element Mn shows oscillating values between 20 and 40 ppm. An exception is sample no. 22 with a maximum value of 141 ppm. The Fe content stays around 150 ppm. However, high values were also recorded (samples no. 18, 19, 20, 38, 49 and 50, having respectively 221, 253, 191, 194, 224 and 289 ppm).

Profile 2 *NE from Materija*

The Upper Cretaceous limestones of profile 2 are constituted by whitishgrayish wackestones, in places changing to packstones and floatstones (Fig. 5). Rudist shells are not as common as in the profile 1. Frequent components are foraminifera (miliolids, rotalids, orbitolinids), echinoid fragments and algae *(Thaumatoporella parvovesiculifera)*. Furthermore, locally abundant tiny, round to elliptical objects can be observed which we take to be planktonic foraminifera of the species *Pithonella* (plate 4/2).

Miliolids are rather small and often show recrystallized tests.

The limestones are occasionally brecciated (e. g. samples no. 2 and 6K). Such breccias can be clearly observed, even with the microscope (microbreccia). The fissures are not always cemented with sparite but partly filled with micritic and siltsized material (plate 4/3).

In general, the limestones have a micritic matrix showing recrystallized areas.

*May be often regarded as brecciation textures

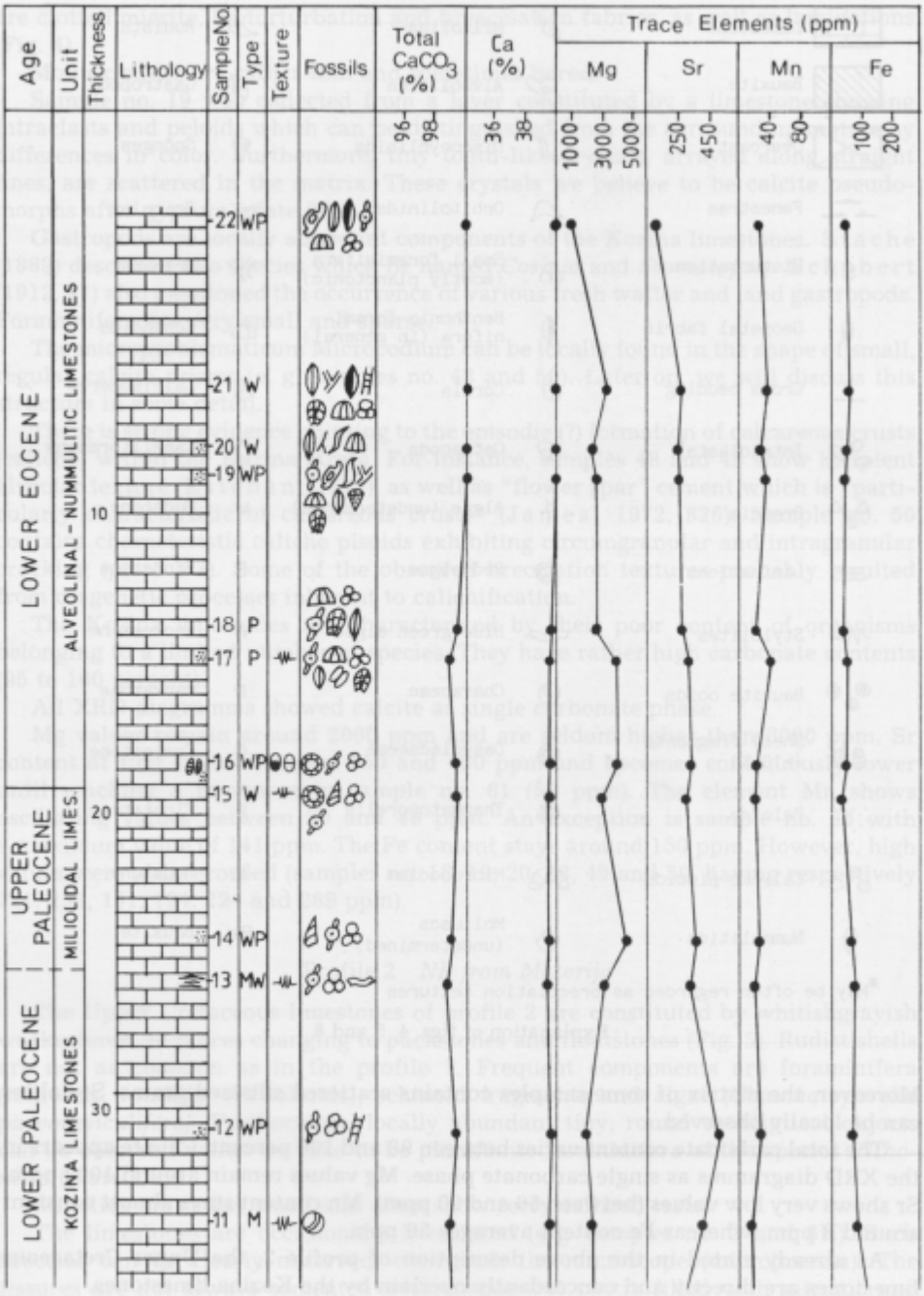
Explanation of figs. 4, 5 and 6

Moreover, the matrix of some samples contains scattered siltsized grains. Stylolites can be locally observed.

The total carbonate content varies between 98 and 100 percent. Calcite appears in the XRD diagramms as single carbonate phase. Mg values remain around 1000 ppm. Sr shows very low values (between 50 and 90 ppm). Mn content stays almost constant around 8 ppm, whereas Fe content averages 50 ppm.

As already stated in the above description of profile 2, the Upper Cretaceous limestones are directly and concordantly overlain by the Kozina limestones.

The boundary between Cretaceous and Tertiary is marked by irregular relief showing in places former deep reaching solution cavities. Microscopic observation of


Age
Unit
Thickness
Lithology
Sample No.
Type
Texture
Fossils
Total CaCO3 (%)
Ca (%)
Trace Elements (ppm)
Mg
Sr
Mn
Fe
LOWER EOCENE
UPPER PALEOCENE
LOWER PALEOCENE
ALVEOLINAL - NUMMULITIC LIMESTONES
MILIOLIDAL LIMES.
KOZINA LIMESTONES
22 WP
21 W
20 W
19 WP
18 P
17 P
16 WP
15 W
14 WP
13 MW
12 WP
11 M
96 98
36 38
1000 3000 5000
250 450
40 80
100 200
10
20
30

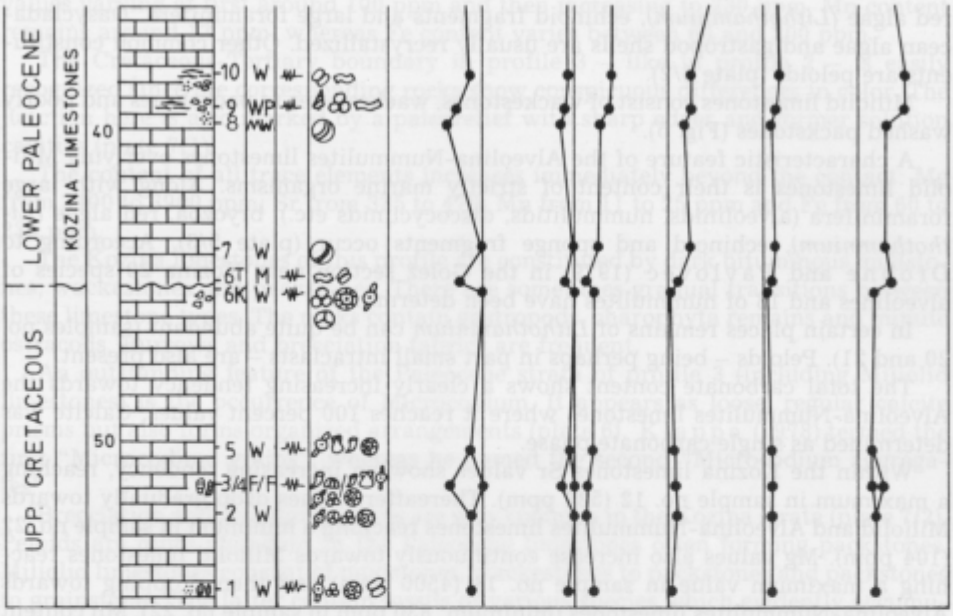


Fig. 5. Profile 2

the contact reveals that it is overprinted by stylolites. The Kozina limestone at the contact is constituted by a mudstone showing calcified filaments of an indefinite origin (calcified root filaments ?). Siltsized grains are scattered in the matrix.

Only a slight decrease of $CaCO_3$ content can be recorded in the corresponding Upper Cretaceous and Paleocene rocks present at the boundary (from 100 to 98 percent). Furthermore, with the exception of Mg (1170 to 960 ppm), the content of remaining elements increases: Sr from 80 to 120 ppm; Fe from 60 to 110 ppm; Mn from 4 to 12 ppm.

Profile 2 – unlike profile 1 – covers all three limestone units mentioned in section 3.

The Kozina limestones have quite the same appearance as described in profile 1, showing, however, an even lower fossil content. They are constituted by dark bituminous mudstones, mudstones to wackestones, wackestones and wackestones to packstones (Fig. 5).

Most common components are peloids. Gastropods are not as frequent as in profile 1 but when present, they show micritic envelopes. Again, common features are bioturbation and brecciation textures (plate 5/1).

A gradual transition leads to the Miliolid limestones which show the following miliolid species (Drobne, 1974): *Idalina*, *Periloculina* and *Fabularia*, as well as conical forms like *Fallotella*, *Coskinolina* and other. Moreover, foraminifera with discoidal shapes *(Broeckinella, Discocyclina)* have been also reported (Drobne, 1979). According to Drobne and Pavlovec (1979), first alveolinids appear in the upper part of the Miliolid limestones *(Glomalveolina primaeva)*.

As pointed out before, a gradual dominance of typically marine organisms can be ascertained the younger the beds get. Such organisms include dasycladacean algae,

red algae *(Lithothamnium)*, echinoid fragments and large foraminifera. Dasycladacean algae and gastropod shells are usually recrystallized. Other common constituents are peloids (plate 5/2).

Miliolid limestones consist of wackestones, wackestones to packstones and poorly washed packstones (Fig. 5).

A characteristic feature of the Alveolina-Nummulites limestones overlying Miliolid limestones is their content of strictly marine organisms. Along with large foraminifera (alveolinids, nummulitids, discocyclinids etc.), bryozoa, red algae *(Lithothamnium)*, echinoid and sponge fragments occur (plate 5/3). According to Drobne and Pavlovec (1979) in the Golež section near Kozina 29 species of alveolines and 13 of nummulites have been determined.

In certain places remains of *Lithothamnium* can be quite abundant (samples no. 20 and 21). Peloids – being perhaps in part small intraclasts – are also present.

The total carbonate content shows a clearly increasing tendency towards the Alveolina-Nummulites limestones where it reaches 100 percent values. Calcite was determined as single carbonate phase.

Within the Kozina limestones Sr values show an increasing tendency, reaching a maximum in sample no. 12 (532 ppm). Thereafter, values drop gradually towards Miliolid and Alveolina-Nummulites limestones reaching a minimum in sample no. 22 (104 ppm). Mg values also increase continuously towards Miliolid limestones reaching a maximum value in sample no. 14 (4500 ppm) and then dropping towards Alveolina-Nummulites limestones (minimum: 830 ppm in sample no. 22). Mn content varies rather irregularly between 10 and 35 ppm. Fe values also show irregular variations between 40 and 150 ppm. However, highest contents occur within Kozina limestones.

Profile 3 *Slivje*

Compared to corresponding strata in the other profiles the Upper Cretaceous limestones of profile 3 (Fig. 6) have the lowest fossil content. With one exception (sample no. 4) the limestones consist of light colored mudstones and mudstones to wackestones. The following fosils were observed: small foraminifera (miliolids and other), algae (*Thaumatoporella*), and isolated rudist and echinoid fragments. Sample no. 4 was collected from a bed constituted by floatstone.

The limestones usually show clotted structure. Laminations, sometimes associated with fenestral fabrics, can be observed (e. g. sample no. 5). Rudist shells are rather small and, especially near the boundary, completely recrystallized.

Occasionally, rudist shells filled with micritic material can be encountered (internal sediment). Recrystallized areas are present, however, as in sample no. 6, not affecting lamination. This same sample also contains scattered bauxite ooids.

Thaumatoporella algae sometimes exhibit geopetal fabrics. Miliolids are small and have often recrystallized shells.

Small and irregular bauxite intercalations can be found within the Upper Cretaceous limestones. From such an intercalation sample no. 3 was collected. It has oolitic texture and is composed of the minerals boehmite, goethite, kaolinite, and anatase, as the XRD diagram shows (see figure 7).

The total carbonate content varies between 98 and 100 percent. XRD diagrams indicate calcite as single carbonate phase.

Mg values oscillate at first around 1000 ppm, increasing suddenly, before reaching the boundary, to 3400 ppm. The analysis of Sr results in similar evidence, the

values varying at first around 100 ppm and then increasing to 230 ppm. Mn content remains around 13 ppm, whereas Fe content varies between 60 and 200 ppm.

The Cretaceous-Tertiary boundary in profile 3 – like in profile 2 – is easily recognized since the corresponding rocks show conspicuous differences in color. The junction here is also marked by a paleorelief with sharp edges and former solution cavities (plate 7/1).

The content of all trace elements increases immediately beyond the contact: Mg from 3400 to 3900 ppm; Sr from 335 to 470; Mn from 11 to 25 ppm and Fe from 60 to 230 ppm.

The Kozina limestones of this profile are constituted by dark bituminous mudstones, wackestones and packstones. There are sometimes gradual transitions between these limestone types. The rocks contain gastropods, charophyta remains and minute ostracods. Burrows and brecciation fabrics are frequent.

An outstanding feature of the Paleocene strata of profile 3 (including Miliolid limestones) is the occurrence of Microcodium. It appears as loose, regular calcite prisms but also forms organized arrangements (plate 6). Klappa (1978) termed the first "Microcodium grains", whereas he named the second "Microcodium aggregates".

Brecciation and alveolar textures are very common in the Kozina strata (plate 7/2). Peloids are quite abundant in the Paleocene limestones often forming packstones. Miliolid limestones consisit of mudstones, wackestones to packstones and packstones to grainstones. The latter contain fossils of various species which evidently accumulated by current action after death (plate 6/3). Such biocalcarenites also show cross-bedding (e.g. sample no. 41).

In the younger Miliolid strata remains of marine organisms gradually predominate. Among these, there are echinoids, corals, dasycladacean algae (see also Buser & Radoičić, 1987), coralline algae and sponge fragments.

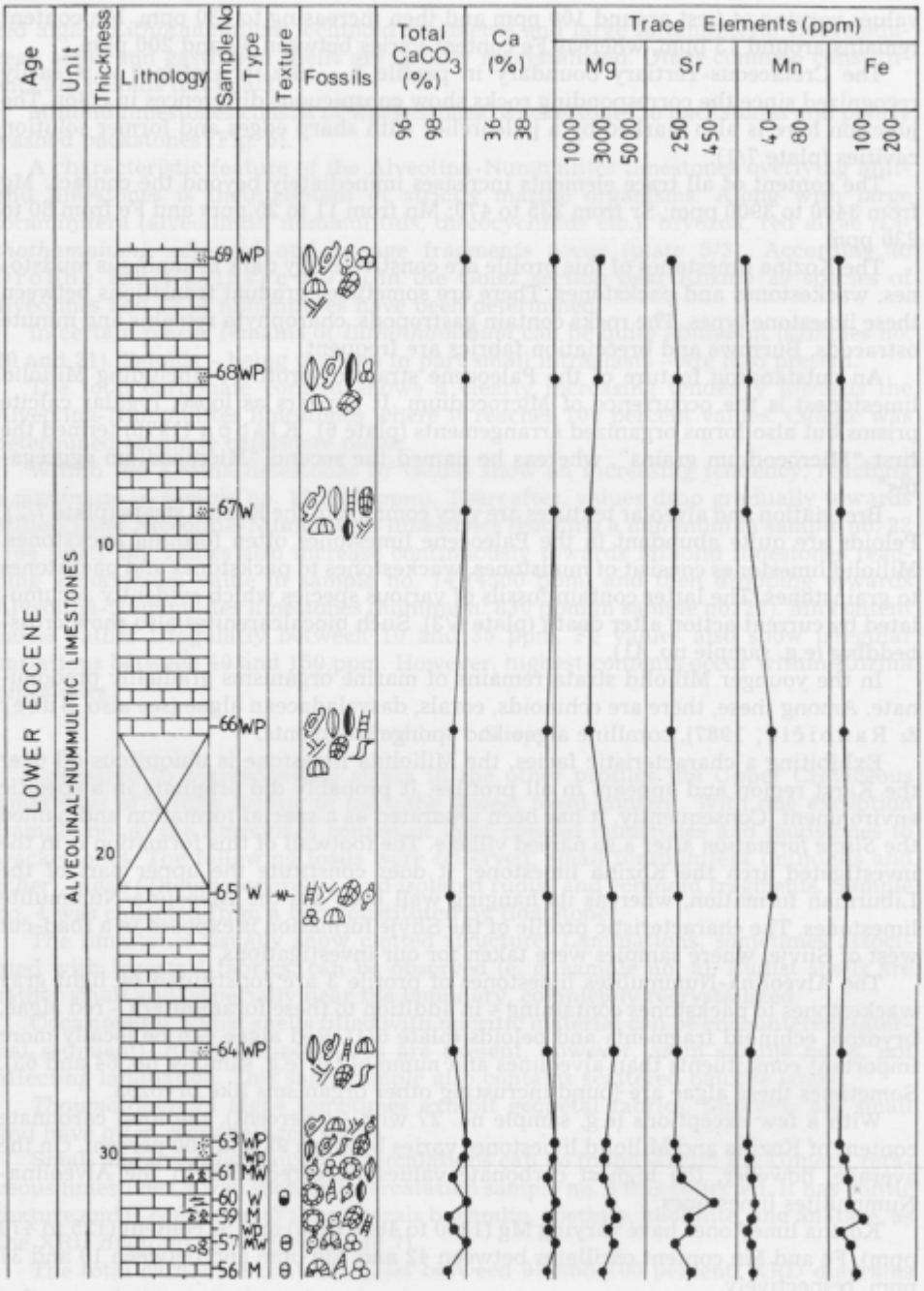
Exhibiting a characteristic facies, the Miliolida limestone is ubiquitous all over the Karst region and appears in all profiles. It probably did originate in a specific environment. Consequently, it has been separated as a special formation and named the *Slivje formation* after a so named village. The footwall of this formation is in the investigated area the Kozina limestone; it does constitute the upper part of the Liburnian formation, whereas its hanging wall beds are the Alveolina-Nummulite limestones. The characteristic profile of the Slivje formation is exposed in a road-cut west of Slivje, where samples were taken for our investigations.

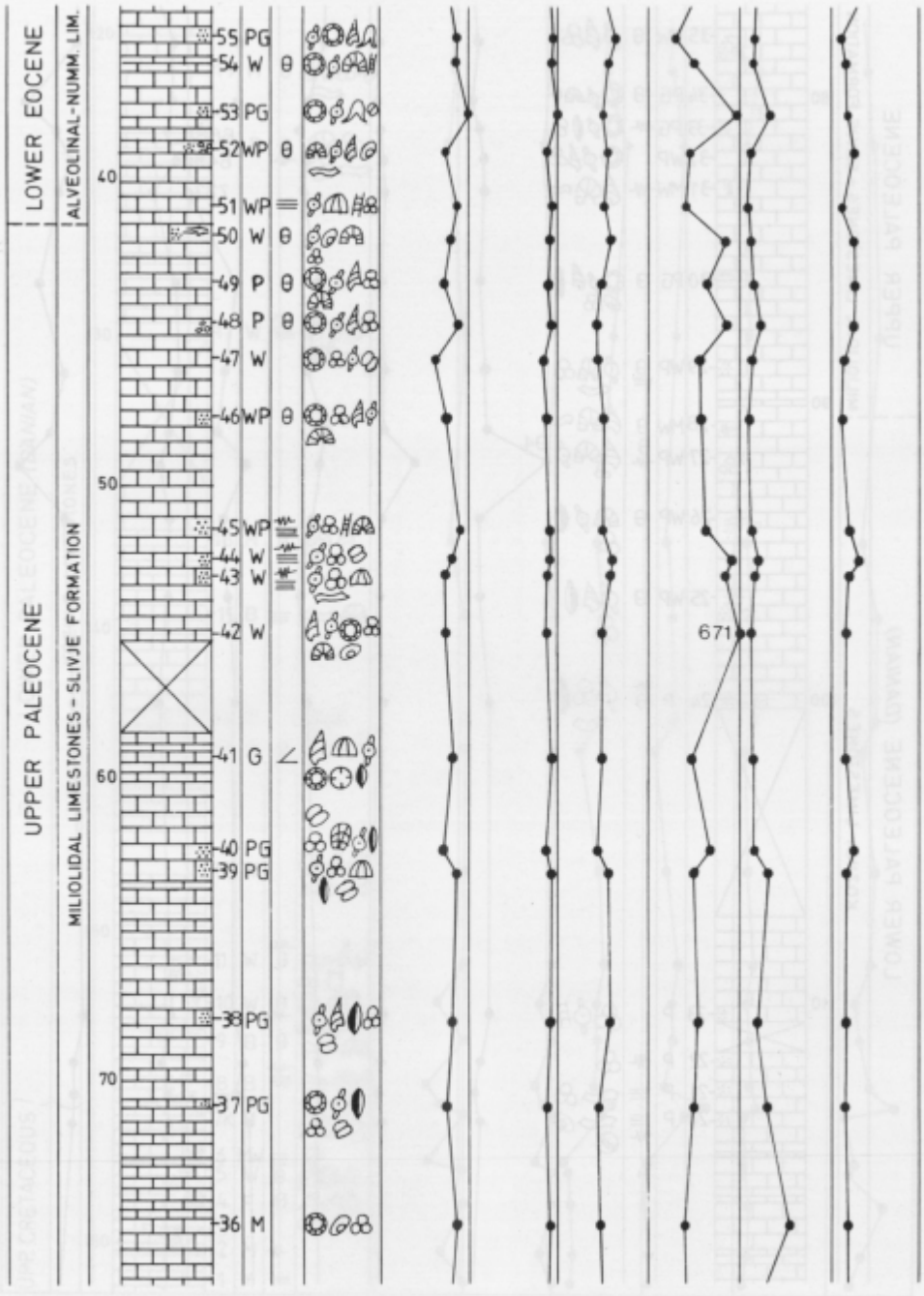
The Alveolina-Nummulites limestones of profile 3 are constituted by light gray wackestones to packstones containing – in addition to these foraminifera – red algae, bryozoa, echinoid fragments and peloids (plate 6/4). Red algae can be locally more important constituents than alveolines and nummulites (e.g. samples no. 64 and 65). Sometimes these algae are found incrusting other organisms like bryozoa.

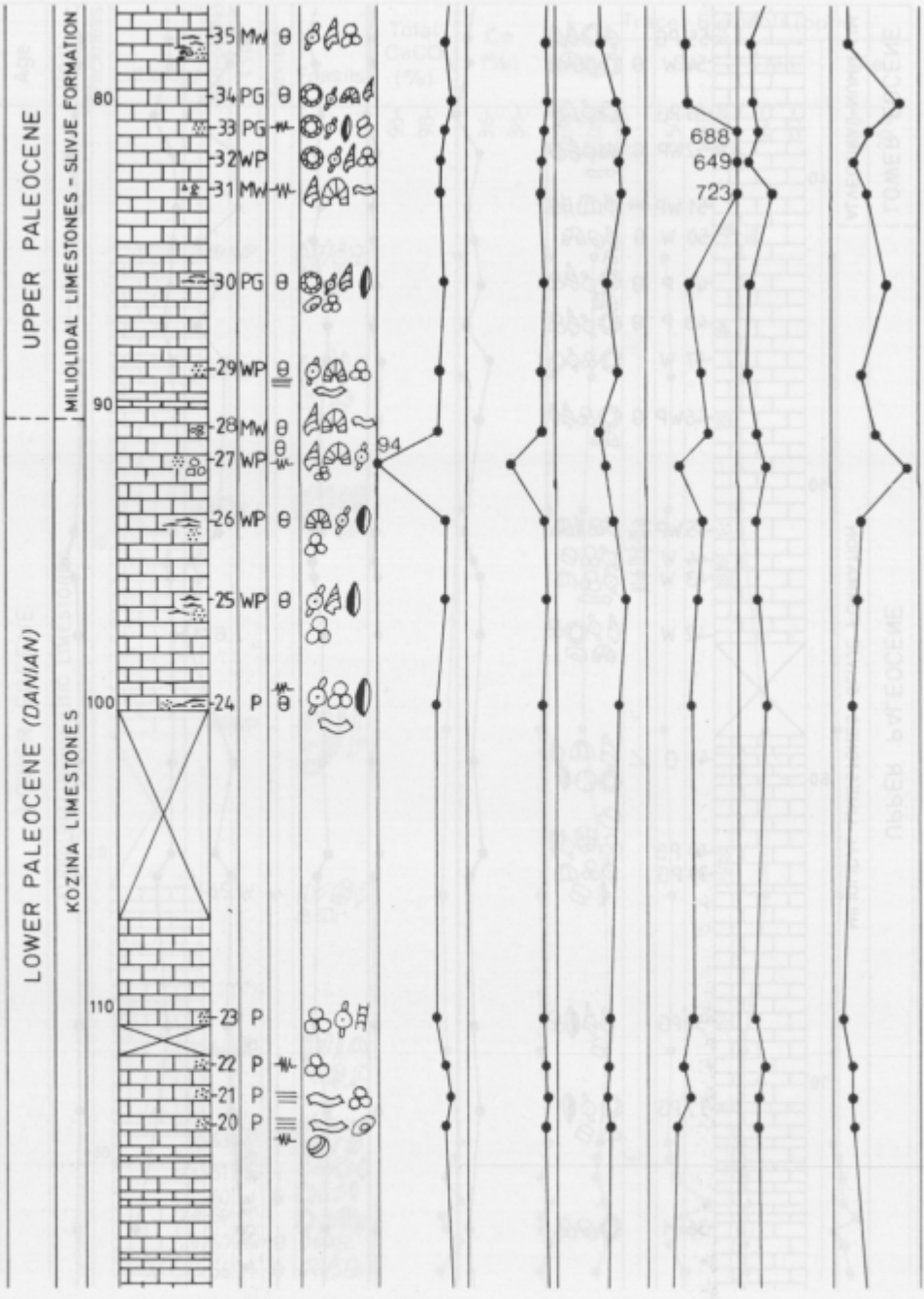
With a few exceptions (e.g. sample no. 27 with 94 percent), the total carbonate content of Kozina and Miliolid limestones varies between 98 and 100 percent. On the average, however, the highest carbonate values were recorded in the Alveolina-Nummulites limestones.

Kozina limestones have varying Mg (1800 to 4850 ppm) and Sr content (125 to 470 ppm). Fe and Mn content oscillates between 42 and 230 ppm and between 10 and 37 ppm, respectively.

The highest content of trace elements was measured right at the basis of the Tertiary sequence.


Age
Unit
Thickness
Lithology
Sample No
Type
Texture
Fossils
Total CaCO3 (%)
Ca (%)
Trace Elements (ppm)
Mg
Sr
Mn
Fe
LOWER EOCENE
ALVEOLINAL-NUMMULITIC LIMESTONES
10
20
30
69 WP
68 WP
67 W
66 WP
65 W
64 WP
63 WP
61 MW
60 W
59 M
57 WP
56 M
96
98
36
38
1000
3000
5000
250
450
40
80
100
200


LOWER EOCENE
UPPER PALEOCENE
ALVEOLINAL-NUMM. LIM.
MILIOLIDAL LIMESTONES - SLIVJE FORMATION
40
50
60
70
55 PG
54 W θ
53 PG
52 WP θ
51 WP
50 W θ
49 P θ
48 P θ
47 W
46 WP θ
45 WP
44 W
43 W
42 W
41 G
40 PG
39 PG
38 PG
37 PG
36 M
671


LOWER PALEOCENE (DANIAN)
UPPER PALEOCENE
MILIOLIDAL LIMESTONES - SLIVJE FORMATION
KOZINA LIMESTONES
80
90
100
110
35 MW
34 PG
33 PG
32 WP
31 MW
30 PG
29 WP
28 MW
27 WP
26 WP
25 WP
24 P
23 P
22 P
21 P
20 P
94
688
649
723

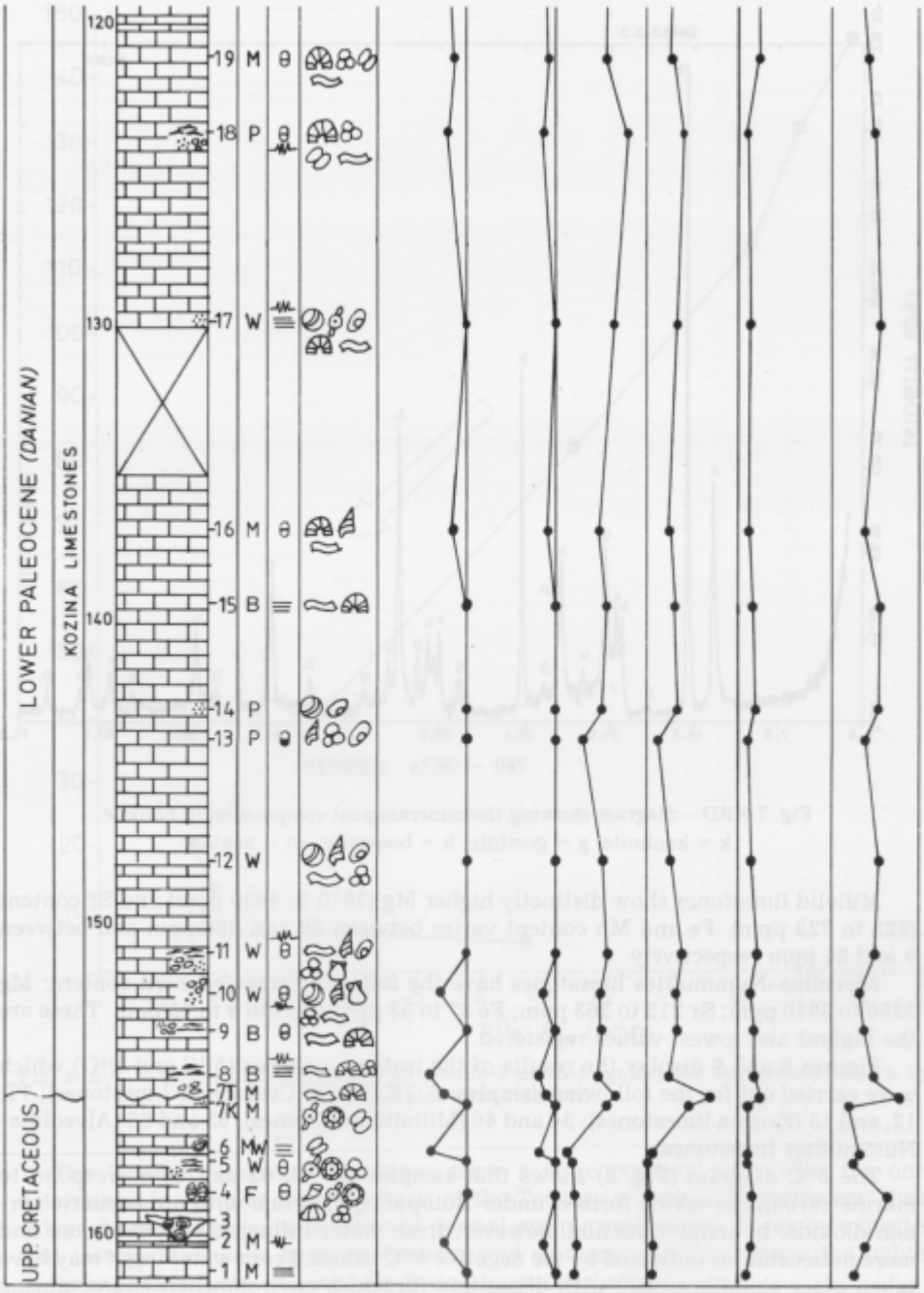


Fig. 6. Profile 3

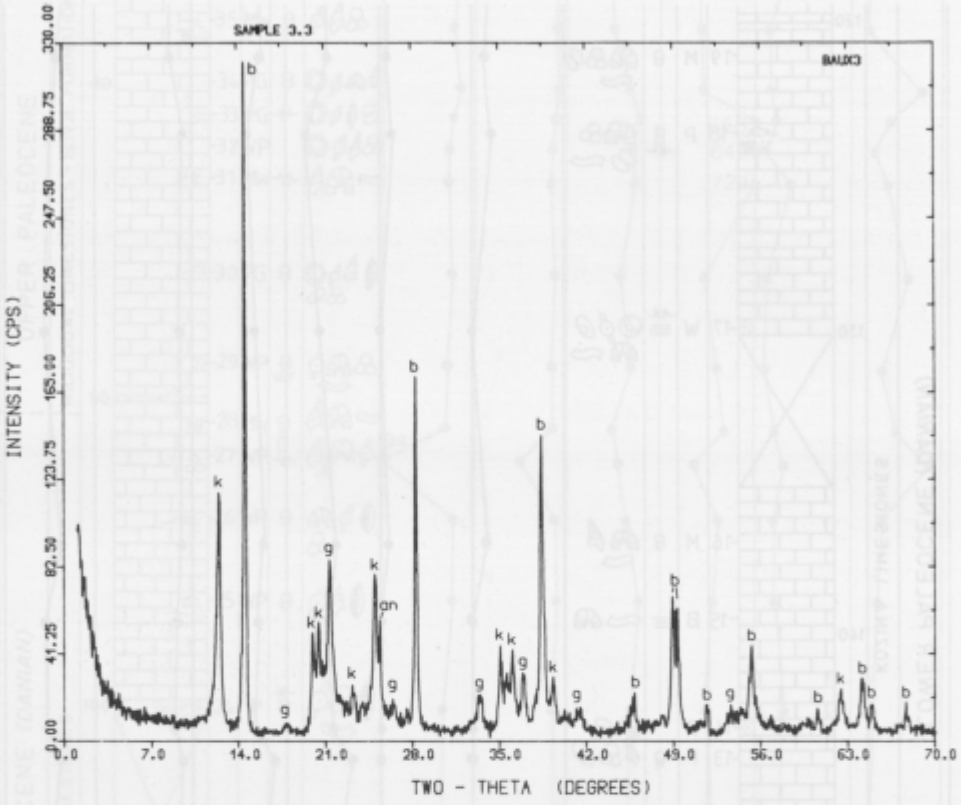


Fig. 7 XRD – diagram showing the mineralogical composition of bauxite
k = kaolinite; g = goethite; b = boehmite; an = anatase

Miliolid limestones show distinctly higher Mg (2570 to 4850 ppm) and Sr content (223 to 723 ppm). Fe and Mn content varies between 36 and 266 ppm and between 9 and 64 ppm respectively.

Alveolina-Nummulites limestones have the following trace element content: Mg 2250 to 3910 ppm; Sr 213 to 263 ppm; Fe 37 to 53 ppm and Mn 9 to 45 ppm. These are the highest and lowest values registered.

Figures 8 and 9 display the results of the isotopic analysis ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) which were carried out for the following samples: 6, 7K (Upper Cretaceous limestones); 7T, 12, and 15 (Kozina limestones); 34 and 46 (Miliolid limestones); 63 and 66 (Alveolina-Nummulites limestones).

The $\delta^{13}C$ diagram (Fig. 8) shows that samples no. 46, 63 and 66 correspond to marine carbonates which formed under isotopic equilibrium with atmospheric carbon dioxide. In arrow direction, however, fresh water influence becomes more and more noticeable, as indicated by the negative $\delta^{13}C$ values. Fresh water input may have taken place simultaneously with deposition (brackish environments) and/or during subaerial exposure, where soil forming and subaerial diagenetic processes were active.

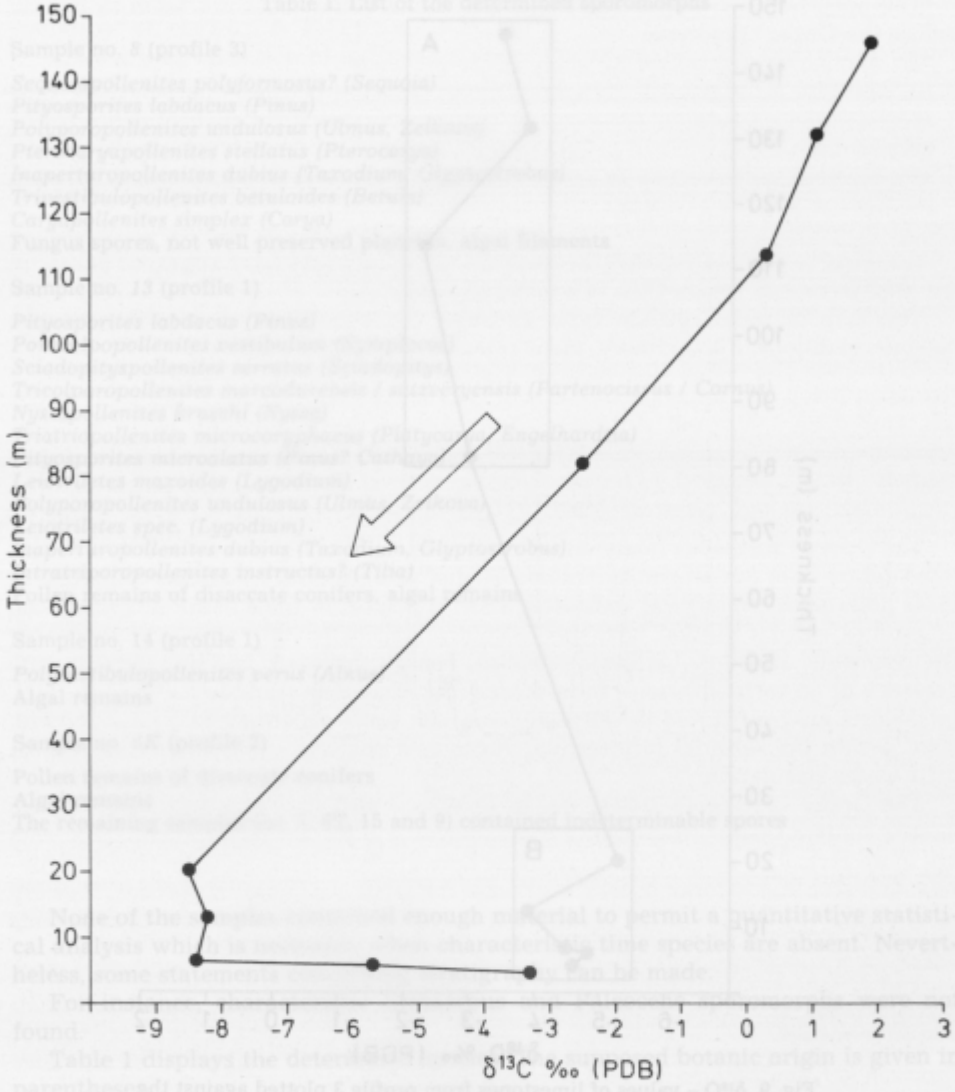


Fig. 8. $\delta^{13}C$ – values of limestones from profile 3 plotted against the thickness at which the samples were collected

The Upper Cretaceous limestones show a more positive value than the ones determined in samples from the basis of the Tertiary sequence. Nevertheless, these values do not correspond to those of normal marine carbonates. It can be expected that isotopic exchange between cements and meteoric waters – where the lighter isotopes predominate – took place during karst development.

The $\delta^{18}O$ diagram (figure 9) shows two areas. The values within area A are less negative than those in area B. Although they do not actually correspond to carbona-

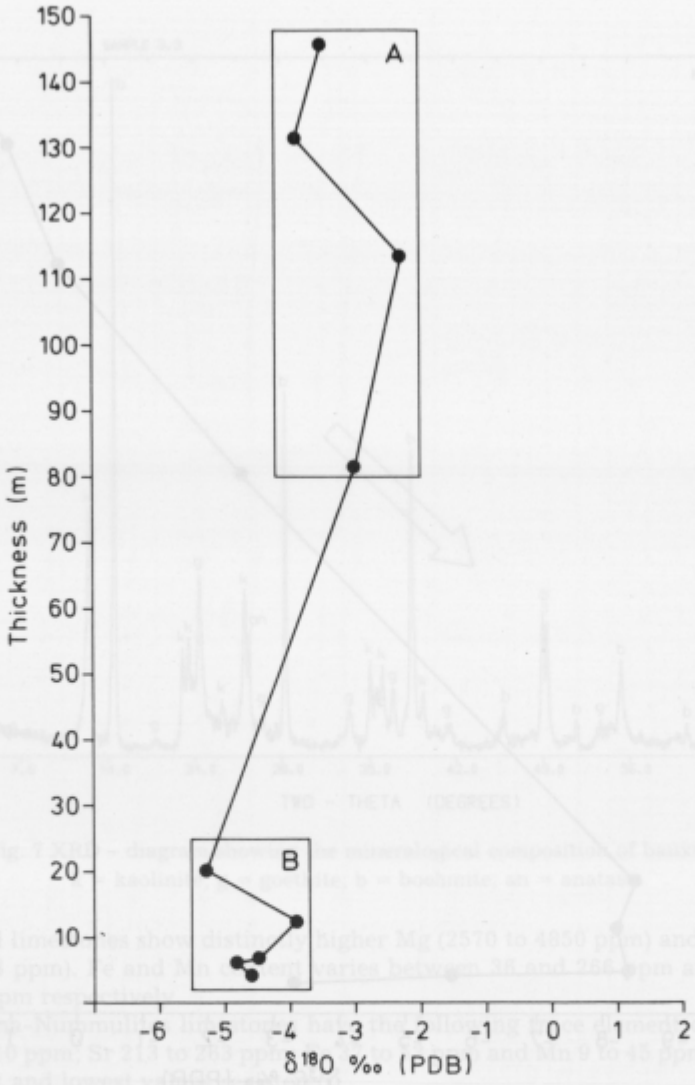


Fig. 9. $\delta^{18}O$ – values of limestones from profile 3 plotted against the thickness at which the samples were collected

tes formed under normal marine conditions, they do document a tendency towards characteristic values of marine carbonates. In contrast, area B shows values that distinctly indicate fresh water influence.

Palynological analysis

The following samples were selected for palynological analysis: 13, 14, 15 (profile 1); 6K, 6T, 9 (profile 2); 7, 8 (profile 3). Only two of these samples, no. 13 and no. 8, yielded well preserved sporomorph species that allowed sure determination.

Table 1. List of the determined sporomorphs

Sample no. *8* (profile 3)

Sequoiapollenites polyformosus? (Sequoia)
Pityosporites labdacus (Pinus)
Polyporopollenites undulosus (Ulmus, Zelkova)
Pterocaryapollenites stellatus (Pterocarya)
Inaperturopollenites dubius (Taxodium, Glyptostrobus)
Trivestibulopollenites betuloides (Betula)
Caryapollenites simplex (Carya)
Fungus spores, not well preserved plancton, algal filaments

Sample no. *13* (profile 1)

Pityosporites labdacus (Pinus)
Porocolpopollenites vestibulum (Symplocos)
Sciadopityspollenites serratus (Sciadopitys)
Tricolporopollenites marcodurensis / satzveryensis (Partenocissus / Cornus)
Nyssapollenites kruschi (Nyssa)
Triatriopollenites microcoryphaeus (Platycarya, Engelhardtia)
Pityosporites microalatus (Pinus? Cathaya)
Leiotriletes maxoides (Lygodium)
Polyporopollenites undulosus (Ulmus, Zelkova)
Leiotriletes spec. (Lygodium)
Inaperturopollenites dubius (Taxodium, Glyptostrobus)
Intratriporopollenites instructus? (Tilia)
Pollen remains of disaccate conifers, algal remains

Sample no. 14 (profile 1)

Polyvestibulopollenites verus (Alnus)
Algal remains

Sample no. *6K* (profile 2)

Pollen remains of disaccate conifers
Algal remains
The remaining samples (no. 7, 6T, 15 and 9) contained indeterminable spores

None of the samples contained enough material to permit a quantitative statistical analysis which is necessary when characteristic time species are absent. Nevertheless, some statements concerning stratigraphy can be made.

For instance, characteristic Cretaceous and Paleocene sporomorphs were not found.

Table 1 displays the determined species. The supposed botanic origin is given in parentheses.

Beside some forms that reach into the Mesozoic (disaccate conifers, pinus forms), most sporomorphs are rather typical for the Eocene and the Miocene. Almost all detected forms appear sooner or later during the Eocene and last until the Upper Miocene, and partly the Pliocene.

Sample no. 8, for example, contained the unmistakable pollen of *Pterocarya* which appeared in the Middle Eocene and attained its maximal distribution between the Upper Oligocene and the Upper Miocene, partly the Pliocene and locally until the Lower Pleistocene.

Polyporopollenites undulosus (Ulmus, Zelkova) also reach from the Eocene to the Pleistocene, having its maximal distribution since the Oligocene.

The uncertain *Intratriporopollenites instructus (Tilia)* does not seem to appear before the Upper Oligocene.

To summarize, the following remarks are pertinent:

- An accurate stratigraphic statement is not possible because characteristic time sporomorphs are lacking. Moreover, a quantitative statistical analysis could not be carried out.
- The detected sporomorphs do point, however, to a time period somewhere between the Eocene and the Pliocene.

It should be pointed out that the corresponding flora may have appeared earlier in the Mediterranean region than it is generally believed.

The lack of dinoflagellate cysts excludes the possibility of deposition under marine conditions. Furthermore, plant remains were often observed.

Facies interpretation

Upper Cretaceous rocks

The Upper Cretaceous floatstones from profile 1 probably correspond to accumulated debris from former rudist mounds. Rudist and echinoid fragments contained in these limestones are angular indicating short transport or none at all. Moreover, the limestones exhibit clotted structure which is generally indicative of low energy environments. However, at least temporal energy increases are suggested by the presence of an intrabiosparite interlocking the floatstone (sample no. 7, plate 1/1). Intraclasts are constituted by grapestones which form, according to Flügel (1978, 109), within the subtidal to intertidal zones of a shallow water environment with little water circulation.

The Upper Cretaceous limestones of profiles 2 and 3 show a higher volumetric micrite content than corresponding rocks of profile 1. Rudist and echinoid fragments are more rare. The dominating organisms here are miliolids, the alga *Thaumatoporella* and planktonic foraminifera. Although the latter are rather numerous, they are most probably allochthonous. Local laminations likely associated with both peloids and blue-green algae are present (e.g. sample no. 6 from profile 3).

Low energy conditions are indicated – in addition to micrite dominance – by the locally found clotted structure. Furthermore, the observed miliolids are very small and thin-shelled.

Microfacies data of the Upper Cretaceous limestones suggest a warm-water shallow open shelf with relatively small rudist mounds.

Bauxite ooids are accessory constituents of the Upper Cretaceous limestones. Since this bauxitic material is obviously penecontemporaneous to sediment deposition, it can be concluded that the bauxitization took already place in Upper Cretaceuos time. Furthermore, bauxitic material in these limestones indicates land proximity.

The observed bauxite pocket shows a conglomeratic fabric which is indicative of redeposition. The rock fragments contained in it belong to limestones showing glaebules and incipient crumbly fracturing (plate 1/5). These features have been observed in caliche hardpans, thus pointing to its occurrence in hinterland. This seems plausible since "the soil cover of karst may also evolve in the direction of

carbonate rich soils of the caliche type, particularly in mature and late stages of karst evolution" (Esteban & Klappa, 1983, 14).

After a long cessation of sedimentation which extended until the end of Upper Cretaceous time the Kozina limestones started to form at the beginning of the Tertiary age.

Kozina limestones

Facies interpretation of these sediments is difficult because of their polygenetic character. According to Pavlovec and Pleničar (1979), these bads show "quick exchanges of lagoonal, brackish, lacustrine and partly marine facies" (p. 28). Grubić (1980, 41) referred to the Kozina limestones as limnic and estuarine sediments. The encountered facies diversity is attributed to tectonic movements which took place at sedimentation time.

The criteria pointing to a lacustrine origin of the Kozina limestones are essentially paleontological. Frequent remains of charophyta, blue-green algae, gastropods, minute ostracods and thin lamellibranch shells constitute the rather poor flora and fauna remains of these beds.

Limitation of species could be, theoretically, caused by frequent climatic changes to which lakes are sensitive (Collinson, 1978, 67). However, low organism diversity is in the first place the result of stress conditions which can be found in other environments (see Picard & High, 1972, 117).

Flügel (1978, 67) pointed out that charophyta are useful fresh water indicators. Nevertheless, some species seem to tolerate salinity variations up to 18 and 26 parts per thousand (Heckel, 1972, 277), and other can be even found in hypersaline milieus (Flügel, 1978, 265). Charophyta can thus be found in various habitats (compare Johnson, 1961, 36).

The Kozina limestones show high carbonate contents, varying mostly beetween 95 and 100 percent. The lack of any significant clastic component indicates that the depositional setting was, at least in the studied area, not fed by any river. Moreover, no fluvial series are known from the region. This is an important argument against the suggested estuarine origin of the Kozina limestones, all the more so as estuarine sediments show particular characteristics that cannot be compared with the ones observed (see Elliot, 1978, 171 ff.).

According to Picard and High (1972) the association of supposed lacustrine beds with fluvial sediments can be (also) important to distinguish between lacustrine and lagoonal environments. The same authors add: "If the unknown unit is in close proximity with marine rocks, and no intervening fluvial rocks are present, a lagoonal setting that opens to the sea is indicated" (p. 117).

This is of particular importance since we know that the transition to the next unit (Miliolid limestones) is gradual, and that the predominance of marine organisms is more and more conspicuous the younger the sequence gets.

Kozina limestones are predominantly micritic, a fact that is generally indicative of low energy environments. The rocks are typically dark and bituminous pointing to deposition under euxinic conditions. These were probably caused by restricted water circulation. Such restricted environments can develop as brackish water, anoxic swamps or as hypersaline shelf basins (see Enos, 1983, 281).

In several samples dissaminated aggregates of Microcodium were detected. According to Klappa (1978, 510), Microcodium is the result of calcification of mycorrhizae, a symbiosis between fungi and the cortical cells of higher plant roots. Since

soil is the natural environment in which plants grow, Microcodium is ultimately indicative of pedogenetic processes. Furthermore, Esteban (personal communication) stated that rather typical environments for the formation of Microcodium are hydromorphic soils, meaning water-saturated sediments subjected to incipient soil processes. Such environments may be found in palustrine areas (swamps, marsh). Indeed, Microcodium has been reported from palustrine milieus (Freytet, 1971, 1973).

Another important feature of the Kozina limestones is the occurrence of calcite pseudomorphs after gypsum. Sellwood (1978) referred to gypsum formation in marshes (supratidal zone) from subtropical carbonate shelves. Moreover, he adds, interstitial gypsum crystals can also be found in mostly undisturbed algal mats from the upper intertidal zone "where muddy sediment brought in by storms is trapped" (p. 265). The textural characteristics of sample 19 from profile 1 strongly resemble this situation (plate 1/1). Freytet (1973, 43) also reported calcite pseudomorphs after gypsum from palustrine environments.

The observed bioturbation textures were probably not only caused by burrowing organisms within the sediment but also by physical, chemical and biological disturbance of the soil material during subaerial exposure ("pedoturbation"). A close examination of the brecciation textures reveals that they may have originated in various ways. As the result of reworking of lime mud material under subaqueous conditions, the clasts may be angular to subrounded, coated or not, depending on the lithification degree of the parent material. Some of the observed breccia, however, may have been caused by pedoturbation (e. g. root penetration) or by diagenetic processes (calichification).

The calculated carbon and oxygen isotopic ratios support the idea that the Kozina limestones formed in a coastal palustrine area submitted to sea level and salinity changes. During rather long periods of subaerial exposure, calichification followed soil-forming processes as the accumulation of $CaCO_3$ increased in detriment of porosity and permeability of the soil profile. Climatic factors also played an important role, particularly in controlling rainfall and evaporation.

Not until the younger beds, a relative diversity of benthonic foraminifera can be observed. These beds represent the gradual transition to the Miliolid limestones and are constituted by poorly washed foraminiferal biosparites, indicating some water circulation within the deposition site. This slight increase in water energy allowed some oxygenation creating better conditions for life to develop.

This should also be regarded as expression of the continuous trangressive development, since the limestone types observed in the Miliolid strata correspond to those Wilson (1975) described as having formed within facies zone 8. Moreover, the younger beds show a marked dominance of marine organisms which indicates that the fresh water input gradually grew weaker. This assumption is supported by the isotopic data.

Miliolid limestones – Slivje formation

Primary Miliolid limestone types are comparable to several standard microfacies described by Wilson (1975), which indicate restricted conditions: peloidal packstones to grainstones containing foraminifera (SMF 16); grapestone-peloid-intraclast grainstones (SMF 17); foraminiferal or dasyclad algal packstones to grainstones with peloids (SMF 18); laminated to bioturbated pellet mudstones to wackestones, locally with fenestral fabric (SMF 19).

Miliolid limestones also show horizons containing in situ formed Microcodium. An alternative to the idea of periodic discontinuities which must have lasted long enough to allow pedogenetic processes to take place is the conception of islands (similar to modern mangrove islands) within the intertidal zone, which were colonized by higher plants. In the proximity of these islands channels occurred where sediments formed exhibiting diverse depositional textures. Texture diversity is probably due to the fact that current velocity within channels may vary greatly, thus causing the lithologic spectrum to range from mudstones to grainstones (compare Sellwood, 1978, 266). Moreover, analogous to some modern environments, bars may occur within the channel system showing cross-bedded sediments. Such a sediment could be recognized in sample no. 41 from profile 3 (grainstone). It contains gastropods, dasycladacean algae, miliolids, corals and echinoid remains, peloids and grapestones.

Organism diversity in the Miliolid limestones indicates favorable living conditions. Surely, some of the observed organisms were not buried in the place they lived on. Particularly in the case of the biocalcarenites, probably most organisms accumulated by current action. Nevertheless, especially in the younger beds of the Miliolid limestones, biota abundance indicates a gradual disappearence of stress conditions which were perhaps determined by strong variations in salinity and/or poor water circulation.

A gradual transition also exists between Miliolid and Alveolina-Nummulites limestones simultaneously indicating a gradual change of facies.

Alveolina-Nummulites limestones

The encountered limestones obviously formed in the subtidal zone of a well oxygenated, strictly marine area of the carbonate platform. The presence of frequent organisms such as coralline algae and bryozoa point to the proximity of reefs. Furthermore, their rather high carbonate content and light color indicate off-shore deposition lacking significant clastic and organic residues.

The depositional setting of the Alveolina-Nummulites limestones can be probably compared with the one assumed for similar fossil strata from the Mediterranean region. An extended open carbonate platform with a more or less horizontal sedimentation basis has been suggested (see Cita, 1965, 39; Wilson & Jordan, 1983, 316–317).

Isotopic and paleontological data point to marine conditions.

Depositional history and concluding remarks

During the Mesozoic a typical shallow water carbonate sedimentation took place on the Dinaric carbonate platform (Buser, 1989).

As suggested by the occurrence of bauxitic ooids in the Upper Cretaceous limestones, the sea began to retreat from the platform in Upper Cretaceous time already.

The regressive development was caused by the tectonic uplift of the Dinaric plate which is generally associated with the Alpine orogenesis.

Subaerial exposure was firstly characterized by karst development and bauxitization. Carbonate loss by dissolution was then followed by carbonate accumulation during calichification.

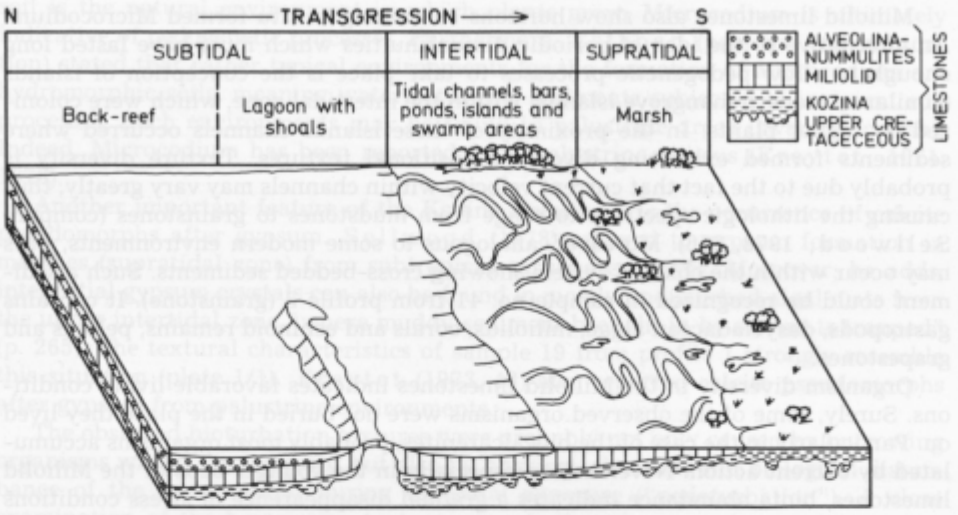


Fig. 10. Block diagram showing facial relationships between the studied units

Facies interpretation of the Paleocene strata (Kozina and partly Miliolid limestones) is difficult because we are dealing with polygenetic sediments. We suggest that these sediments originated within a coastal zone submitted to sea level and climatic changes. In this sense, the vertical sequence shows superimposed palustrine and brackish lagoonal horizons that were altered by soil-forming processes and caliche development.

It should be examined whether possibly overlooked fluvial series are associated with the Kozina limestones, in which case a partly lacustrine origin could be postulated.

The primary limestone types of the Miliolid limestones clearly formed within the intertidal and subtidal zones, thus documenting the transgressive character of the sequence. As we found Microcodium aggregates within the Miliolid limestones, this may point either to prolonged emergence periods, or to the existence of emerged areas (islands) that were colonized by higher plants.

Alveolina-Nummulites limestones clearly formed under subtidal conditions. The sediments were deposited in a strictly marine, well oxygenated environment. This indicates an important facies change, since restricted conditions gradually weakened. At the same time, Alveolina-Nummulites limestones give evidence of the next step in a transgressive development which finally culminated in the formation of deep water sediments (flysch).

The low Sr and Mg contents of the Upper Cretaceous limestones correspond to those commonly found in carbonate rocks affected by meteoric diagenesis. This is also supported by the isotopic data (negative values).

Whereas Kozina and Alveolina-Nummulites limestones have comparable Sr and Mg contents (average: 250 and 2600 ppm respectively), the content of these trace elements is distictly higher in the Miliolid limestones (average: 420 and 4100). It cannot be positively concluded whether these differences in content are related to the former mineralogical composition of the carbonates (high magnesian calcite, arago-

nite) and/or to diagenetic recrystallization. Mn and Fe values are rather low for all units.

The block diagram (Fig. 10) integrates the three stratigraphic units which were treated in this paper stressing their facies significance.

Finally, and in spite of its facies complexity, the analyzed sequence can be regarded as a good example for the validity of Walther's Law which stated that the vertical succession of facies in the rock record reflects lateral sequence in the depositional setting (Walther, 1894).

Acknowledgements

The authors are greatly indebted to Dr. Reiner Botz (Institute of Environmetal Physics. University of Heidelberg) who carried out the isotopic determinations, and to Dr. Martin Hottenrott (Institute of Geology and Paleontology, University of Gießen) who made the palynological analysis. The first author wishes to thank the Deutscher Akademischer Austausch-Dienst (DAAD) for its financial support.

References

Bignot, G. 1981, Illustration and Paleoecological Significance of Cretaceous and Eocene *Girvanella* Limestones from Istria (Yugoslavia, Italy). In: Phanerozoic Stromatolites, Monty, C. (ed.), 134–139, Springer, Berlin–Heidelberg–New York.

Buser, S. 1989, Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). Mem. Soc. Geol. It., *40* (1987), 313–320, Roma.

Buser, S. & Radoičić, R. 1987, Dazikladacejske alge u srednjopaleocenskim miliolidskim krečnjacima na Krasu u Sloveniji. Geologija, *28/29* (1985/86), 69–91, Ljubljana.

Carrozi A. V. 1960, Microscopic Sedimentary Petrography. Wiley & Sons Inc., 485 p., New York–London.

Cavelier, C. & Pomerol, C. 1986, Stratigraphy of the Paleogene. Bull. Soc. géol. France, (*8*), *2*, 255–265, Paris.

Cayeux, L. 1935, Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (Calcaires et dolomies). Masson & Cie, 436 p., Paris.

Cita, M. B. 1965, Jurassic, Cretaceous and Tertiary Microfacies from the Southern Alps (Northern Italy). Brill, 99 p., Leiden.

Collinson, J. D. 1978, Lakes. In: Sedimentary environments and facies, Reading, H. (ed.), Blackwell, 61–79, Oxford–Edinburgh–Boston–Melbourne.

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

Drobne, K. 1974, Les grandes Miliolides des couches Paléocènes de la Yugoslavie du Nord-Ouest (*Idalina, Fabularia, Lacazina, Periloculina*). Razprave 4. razr. SAZU, *17/3*, 125–184, Ljubljana.

Drobne, K. 1979, Paleocene and Eocene beds of Slovenia and Istria. In: Drobne (ed.) 16th Europ. Micropal. Coll., 49–64, Ljubljana.

Drobne, K. & Pavlovec, R. 1979, Excursion K, Golež – Paleocene, Illerdian, Cuisian. In: Drobne (ed.) 16th Europ. Micropal. Coll., 217–224, Ljubljana.

Drobne, K., Ogorelec, B., Pleničar, M., Zucchi-Stolfa, M. L. & Turnšek, D. 1988, Maastrichtian, Danian and Thanetian beds in Dolenja vas (NW Dinarides, Yugoslavia). Mikrofacies, foraminifers, rudists and corals. Razprave 4. razr. SAZU, *29*, 149–224, Ljubljana.

Dunham, R. 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Classification of Carbonate Rocks, Ham, W. (ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol. (AAPG), memoir *1*, 108–122, Tulsa, USA.

Dunn, D. 1980, Revised techniques for quantitative calcium carbonate analysis using the "Karbonat-Bombe" and comparisons to other quantitative carbonate analysis methods. Jour. Sed. Petrol, vol. *50/2*, 631–637, Tulsa, USA.

Elliot, T. 1978, Clastic shorelines. In: Sedimentary environments and facies, Reading, H. (ed.), Blackwell, 143–177, Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne.

Embry, A. F. & Klovan, E. J. 1972, Absolute depth limits of late Devonian paleoecological zones. Geol. Rdsch., *61*, 672–686, Stuttgart.

Enos, P. 1983, Shelf. In: Carbonate Depositional Environments, Scholle, P., Bebout, D. & Moore, C. (eds), AAPG memoir *33*, 267–296, Tulsa, USA.

Esteban, M. 1974, Caliche textures and "Microcodium". Soc. Geol. Italiana Bull. (supp.), vol. *92*, 105–125.

Esteban, M. & Klappa, C. 1983, Subaerial Exposure Environment. In: Carbonate Depositional Environments, Scholle, P., Rebout, D. & Moore, C. (eds), AAPG memoir *33*, 1–54, Tulsa, USA.

Flügel, E. 1978, Mikrofazielle Untersuchung von Kalken. Springer, 454 p., Berlin–Heidelberg–New York.

Folk, R. 1959, Practical Petrographic Classification of Limestones. In: Classification of Limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. *43*, 1–38, Tulsa, USA.

Folk, R. 1962, Spectral Classification of Limestones Types. In: Classification of Carbonate Rocks, Ham, W. (eds), AAPG memoir *1*, 62–84, Tulsa, USA.

Freytet, P. 1971, Les dépôts continentaux et marins du Crétacé Supérieur et des cauches de passage à l'Éocène en Languedoc. Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Sér. 2, sect. 1, vol. *4*, 1–54.

Freytet, P. 1973, Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). Sed. Geol., vol. *10*, 25–60, Amsterdam.

Grubić, A. 1980, An Outline of Geology of Yugoslavia. In: Guidebook of the 26th. Internat. Geol. Congress, no. *15*, 48 p., Paris.

Hamrla, M. 1960, K razvoju in stratigrafiji produktivnih liburnijskih plasti Primorskega krasa. Rud.-metal. zbornik *3*, 203–216, Ljubljana.

Heckel, P. 1972, Recognition of Ancient Shallow Marine Environments. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Rigby, J. & Hamblin, W. (eds), SEPM spec. paper *16*, 226–286.

James, N. P. 1972, Holocene and Pleistocene calcareous crusts (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. Jour. Sed. Petrol., vol. *42*, 817–836, Tulsa, USA.

Johnson, J. H. 1961, Limestone-Building Algae and Algal Limestones. Colorado School of Mines, 297 p., Colorado, USA.

Klappa, C. 1978, Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. Sedimentology, vol. *25*, 489–522.

McCrone, A. 1963, Quick Preparation of Peel-prints for Sedimentary Petrography. Jour. Sed. Petrol., vol. *33*, 228–230, Tulsa, USA.

Müller, G. & Gastner, M. 1971, The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediment, soils and other materials. N. Jb. Min. H. *10*, 466–469, Stuttgart.

Pavlovec, R. 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. Razprave SAZU, 4. razr. *7*, 421–556, Ljubljana.

Pavlovec, R. & Pleničar, M. 1979, Boundary between Cretaceous and Tertiary in the limestone beds of the West Dinarides. Symp. Cret.-Tert. Boundary events, Copenhagen.

Picard, M. & High, L. 1972, Criteria for Recognizing Lacustrine Rocks. In: Criteria for Recognizing Ancient Sedimentary Environments, Rigby, J. & Hamblin, W. (eds). SEPM, spec. paper *16*, 108–145, Tulsa, USA.

Pleničar, M. 1961, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija, *6*, 22–145, Ljubljana.

Sellwood, B. 1978, Shallow-water carbonate environments. In: Sedimentary environments and facies, Reading, H. (eds). Blackwell, 259–313, Oxford–London–Edinburgh–Boston–Melbourne.

Schubert, R. 1912, Geologischer Führer durch die nördliche Adria. Sammlg. geol. Führer, vol. *17*. Gebr. Bornträger, 213 p., Berlin.

Stache, G. 1889, Die Liburnische Stufe und deren Grenz-Horizonte. Abh. geol. R. A., vol. *13*, 170 p., Wien.

Walther, J. 1894, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Fischer, vol. *2*, 195–531, Jena.

Wilson, J. L. 1975, Carbonate Facies in Geologic History. Springer, 471 p., Berlin–Heidelberg–New York.

Wilson, J. L. & Jordan, C. 1983, Middle Shelf. In: Carbonate Depositional Environments, Scholle, P., Bebout, D. & Moore, C. (eds). AAPG, memoir *33*, 297–344, Tulsa, USA.

Plate 1

1 Sample 7
Poorly washed intrabiosparite (floatstone to rudstone)

An utterly recrystallized rudist shell showing internal sediment and micritized shell structures. Rounded components are intraclastes ("grapestones") that probably formed within the subtidal to the intertidal zones of shallow water environment with little water circulation. The A cement has been completely obliterated during meteoric diagenesis

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 8
Biomicrosparite (floatstone)

Foraminifera are accessory components of the Cretaceous floatstones. They commonly exhibit, as the one shown here, micritized tests. Note areas of clotted micrite that subsisted recrystallization

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 2
Biomicrosparite (floatstone)

In spite of extensive recrystallization, blue-green algal laminae can be recognized. The observed clotted structure may be in some way associated with these algae. On the left side, a cross section of an echinoid spine showing incipient micritization and relicts of syntaxial rim cement

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

4 Sample 11
Biomicrosparite (packstone)

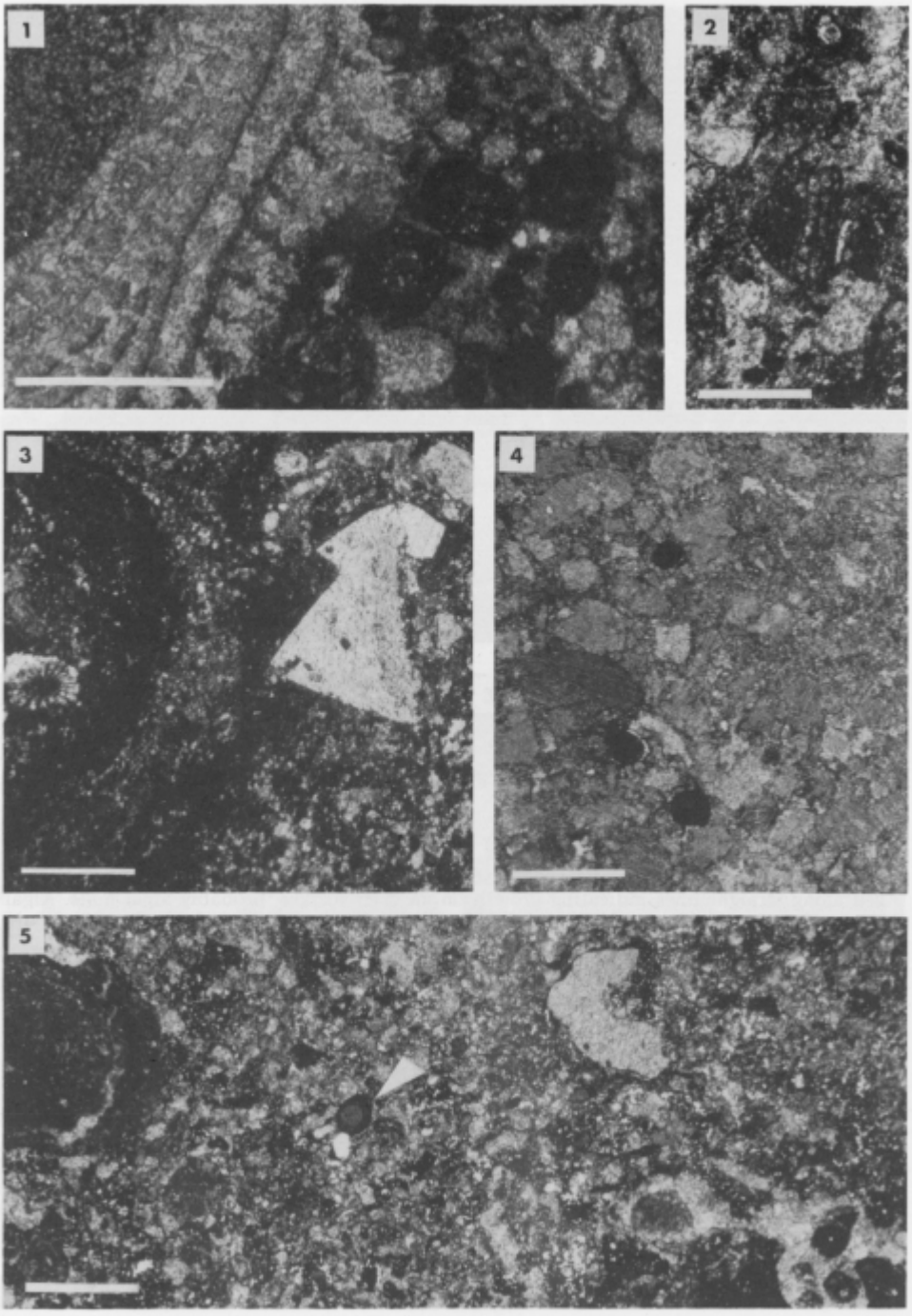
Allochems consist mostly of echinoid fragments showing rim cement. The dark spheroidal objects are bauxite ooids which were incorporated to the biogenic debris at deposition time thus indicating ongoing bauxitization

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

5 Samle 10
Conglomeratic bauxite

Limestone fragments show features commonly found in caliche. The clast on the left is laminated and exhibits circumgranular cracking. On the lower right, non-laminated glaebules are cemented with microspar. A bauxit ooid (arrow) is also shown

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm


1
2
3
4
5

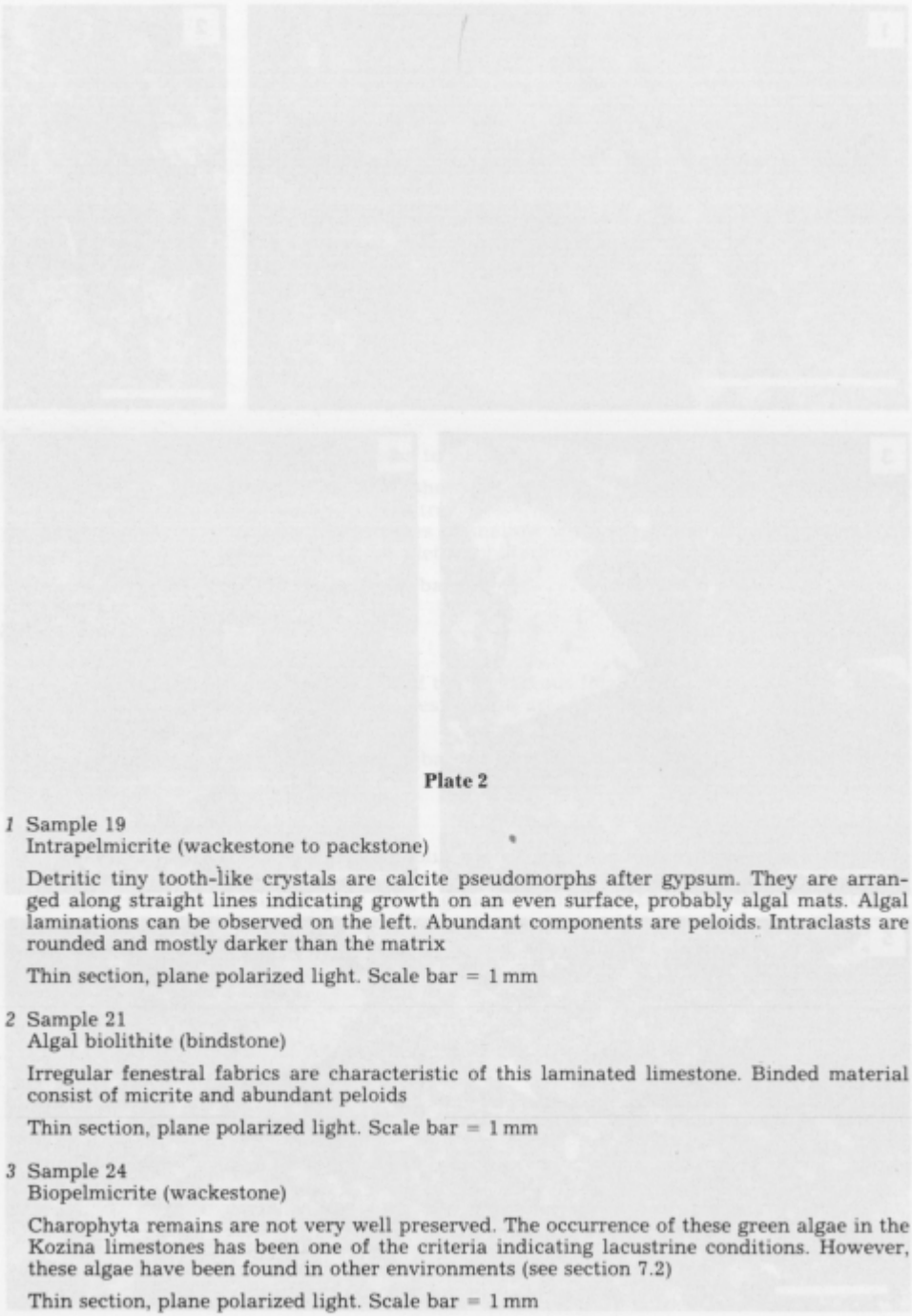


Plate 2

1 Sample 19
Intrapelmicrite (wackestone to packstone)

Detritic tiny tooth-like crystals are calcite pseudomorphs after gypsum. They are arranged along straight lines indicating growth on an even surface, probably algal mats. Algal laminations can be observed on the left. Abundant components are peloids. Intraclasts are rounded and mostly darker than the matrix

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 21
Algal biolithite (bindstone)

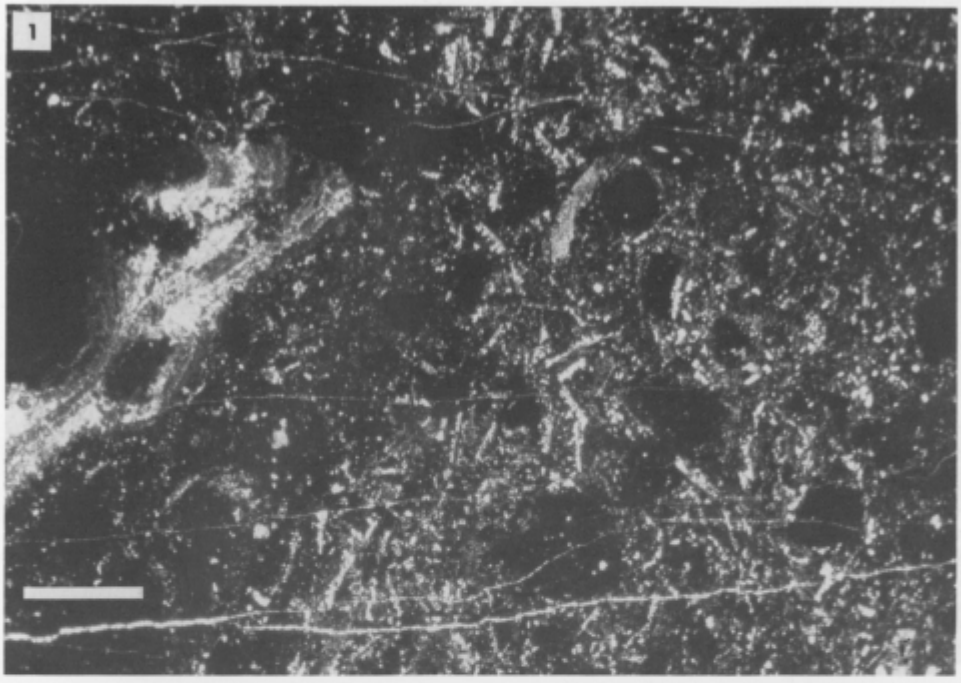
Irregular fenestral fabrics are characteristic of this laminated limestone. Binded material consist of micrite and abundant peloids

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 24
Biopelmicrite (wackestone)

Charophyta remains are not very well preserved. The occurrence of these green algae in the Kozina limestones has been one of the criteria indicating lacustrine conditions. However, these algae have been found in other environments (see section 7.2)

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm


1

2

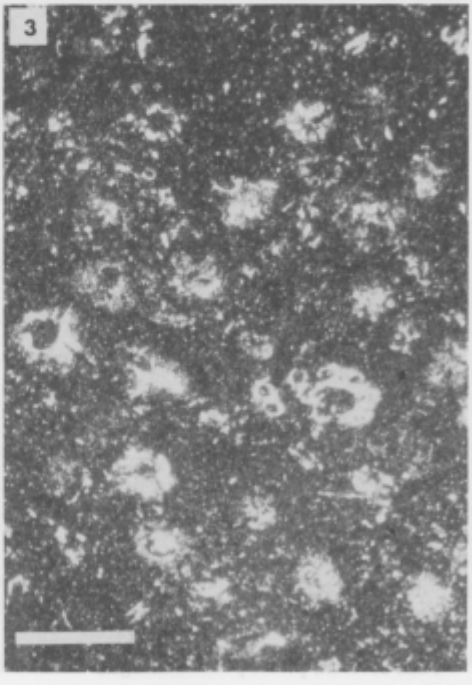

3

Plate 3

1 Sample 49
Caliche crust

"Flower spar" calcite cement. Elongate calcite crystals grow in a rosette-like fashion as a result of continued precipitation in a void. Such features are particularly indicative of calcareous crusts

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 60
Caliche crust (?)

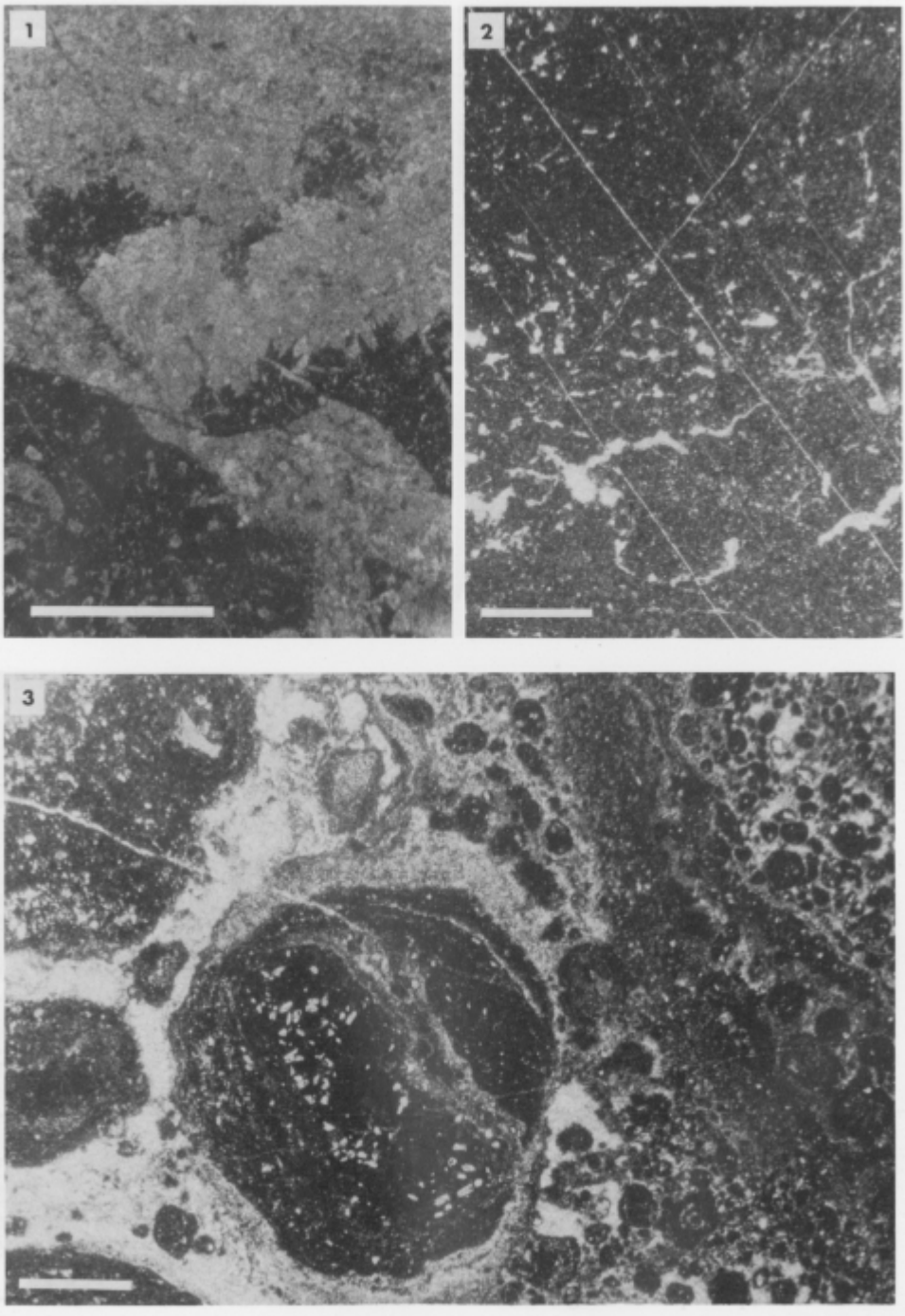
Clotted micrite fabric resulted from the abundance of peloids which exhibit incipient crumbly fracturing

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 50
Caliche crust

View of a caliche pisoid displaying circumgranular and intragranular cracking. Note detritic Microcodium grains in the nucleus. Glaebules of various sizes can be observed. Cement consists of microspar

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm


1
2
3

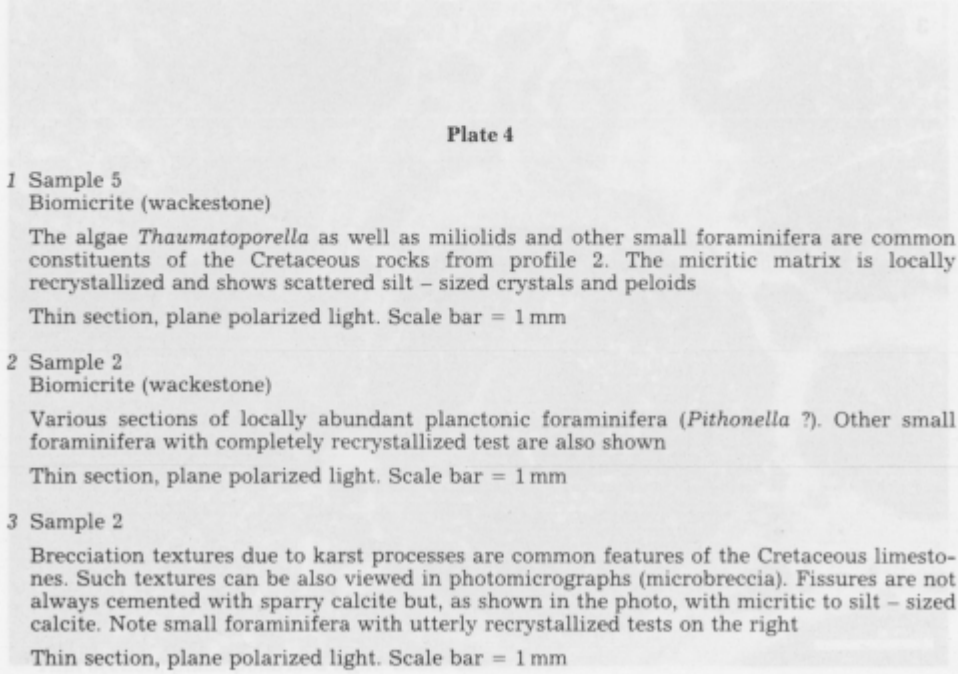


Plate 4

1 Sample 5
Biomicrite (wackestone)

The algae *Thaumatoporella* as well as miliolids and other small foraminifera are common constituents of the Cretaceous rocks from profile 2. The micritic matrix is locally recrystallized and shows scattered silt – sized crystals and peloids

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 2
Biomicrite (wackestone)

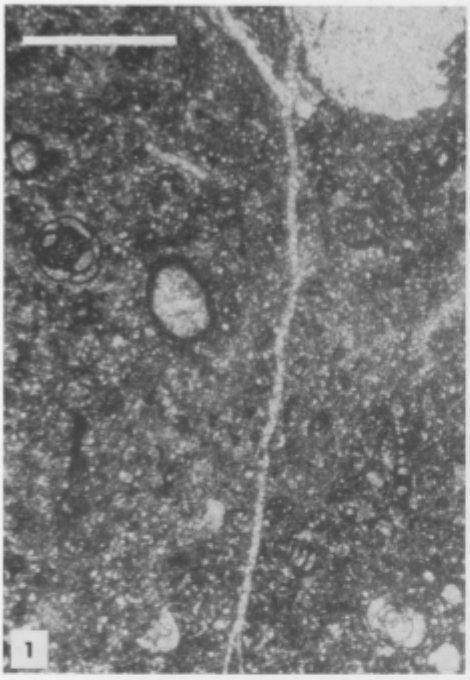
Various sections of locally abundant planctonic foraminifera (*Pithonella* ?). Other small foraminifera with completely recrystallized test are also shown

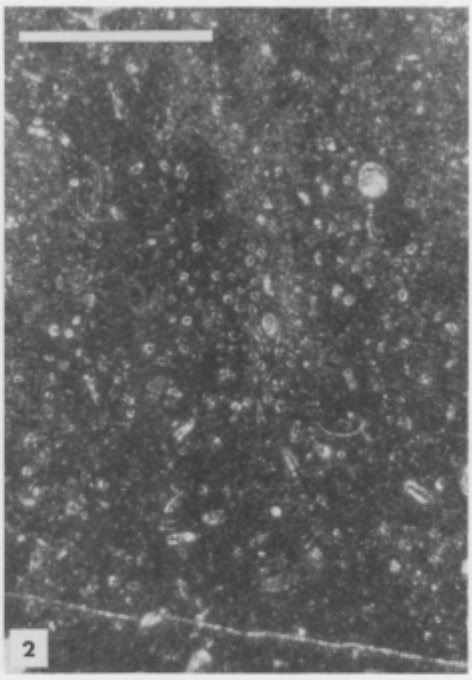
Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 2

Brecciation textures due to karst processes are common features of the Cretaceous limestones. Such textures can be also viewed in photomicrographs (microbreccia). Fissures are not always cemented with sparry calcite but, as shown in the photo, with micritic to silt – sized calcite. Note small foraminifera with utterly recrystallized tests on the right

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm


1


2

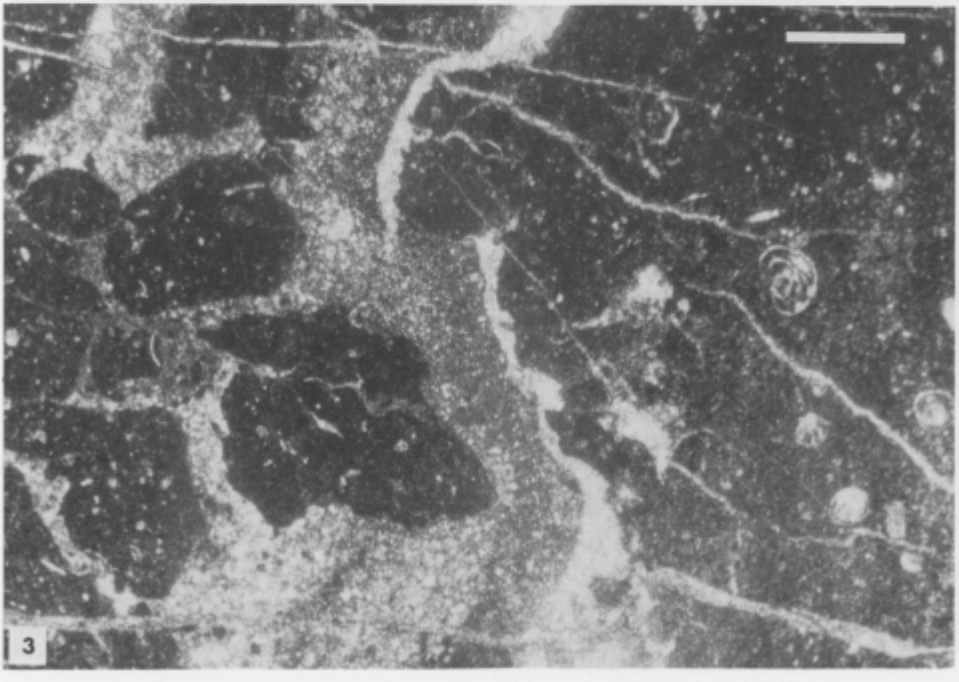

3

Plate 5

1 Sample 9
Intrapelmicrite (wackestone to packstone)

Sample from the Kozina limestones showing clotted micrite and crumbly fracturing. Intraclasts probably consist of reworked soil material. Coatings can be readily distinguished from the original material by their darker color. The gastropod shell on the left is recrystallized but still recognizable due to the micritic envelope

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 18
Foraminiferal biomicrosparite (packstone)

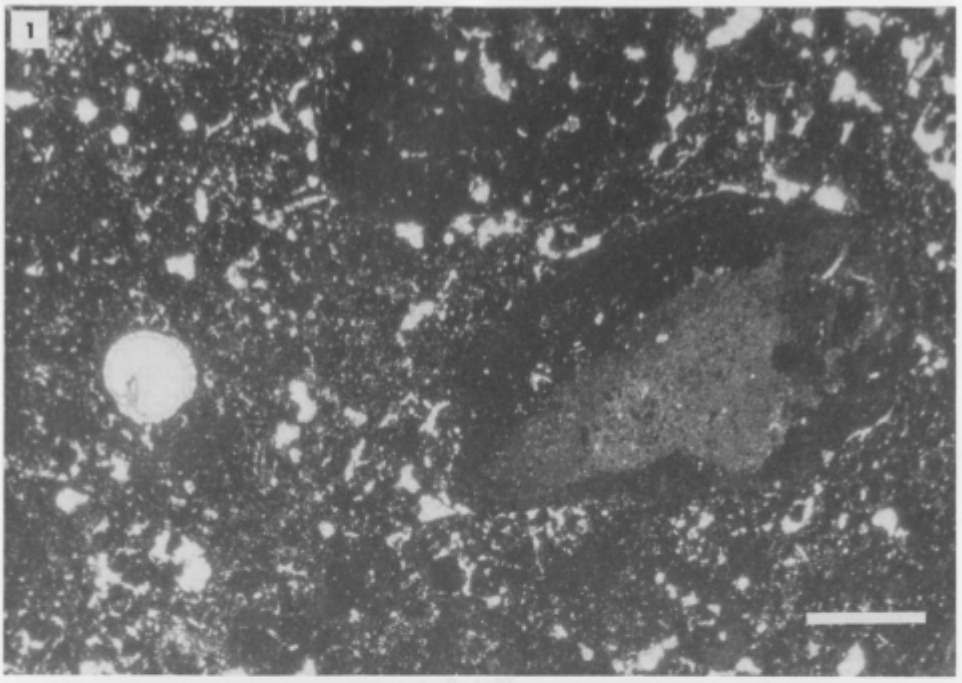
Biogenic allochems consist of Miliolid and other benthonic foraminifera. Other constituents are peloids. The former micritic matrix recrystallized to microspar. Sample from the Miliolid limestones

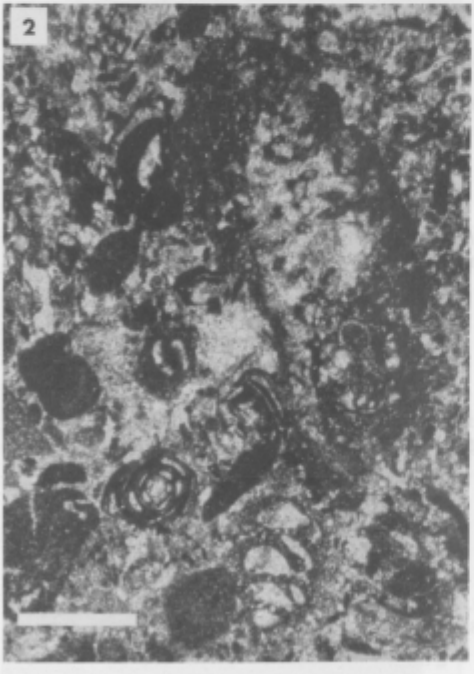
Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 20
Algal and foraminiferal biomicrite (wackestone)

View of a sample collected from the Alveolina-Nummulites limestones. Several foraminifera (nummulitids, lepidocyclina, rotalids) as well as coralline algae can be recognized

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm


1


2

3

Plate 6

1 Sample 26

The primary rock type may be regarded as a biopelmicrite (wackestone to packstone). The primary texture has been heavily altered by in situ formed Microcodium. Microcodium is ultimately indicative of pedogenetic processes which could only take place over rather long emergence periods

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

2 Sample 55

A petal-like Microcodium aggregate replaces a foraminifera with perforated test (*Europertia* ?). Microcodium aggregates are often found corroding primary limestone components and obliterating primary textures

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

3 Sample 41
Biosparite (grainstone)

Sample from the Miliolid limestones containing fossils of typical marine environments (fragments of corals and dasycladacean algae). The former aragonitic shells have been dissolved and only micritic envelopes are left

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

4 Sample 67
Foraminiferal biomicrite (wackestone)

Characteristic view of an Alveolina limestone. Accessory components are remains of echinoids and coralline algae. The micritic matrix is partially recrystallized.

Thin section, plane polarized light. Scale bar = 1 mm

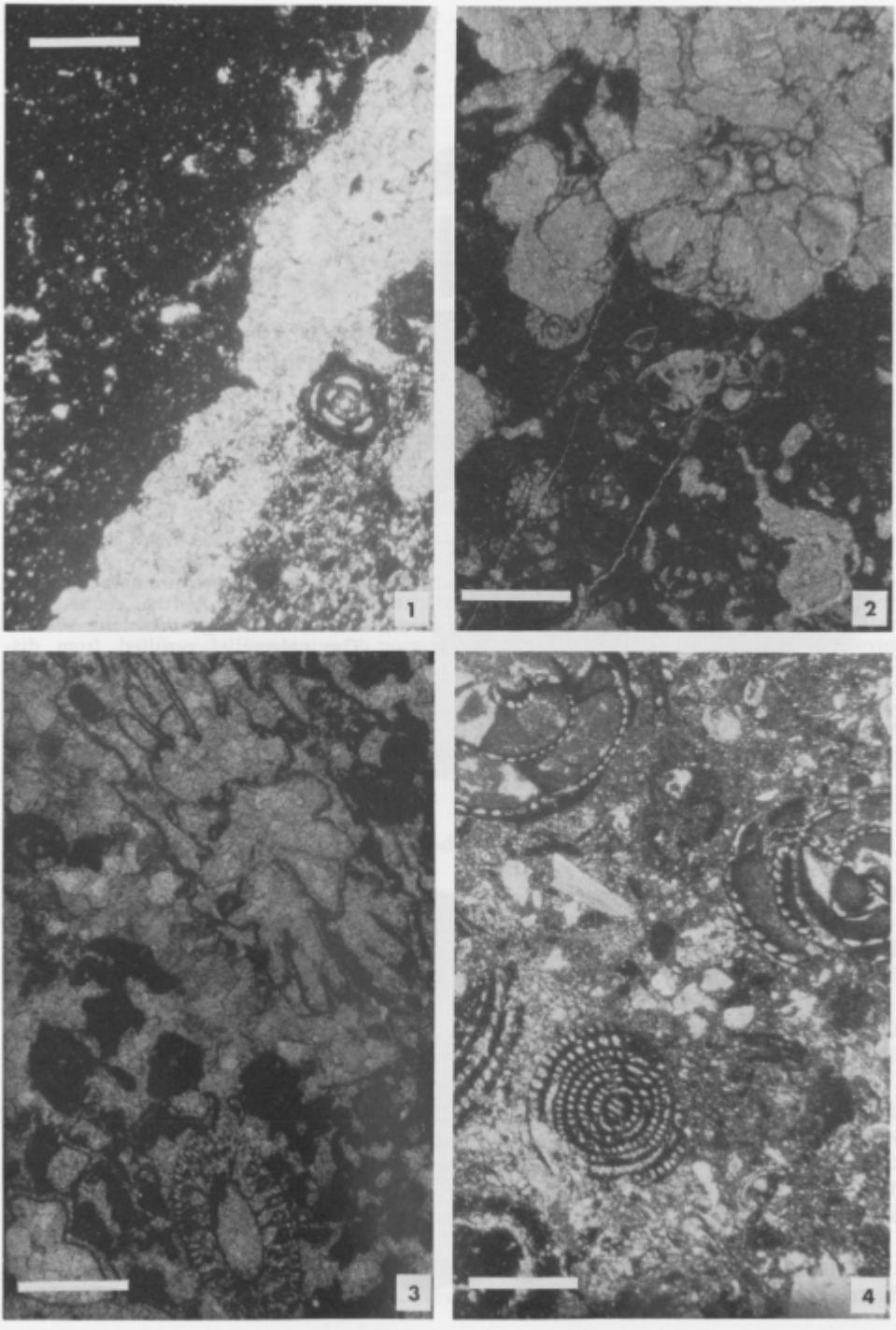
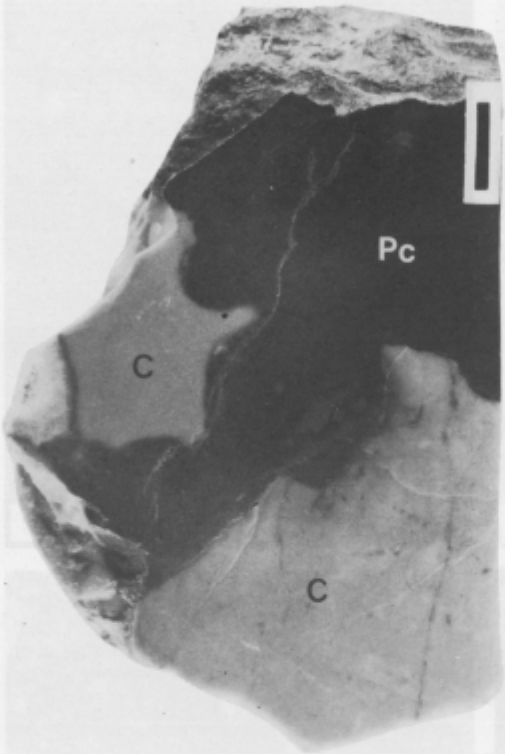
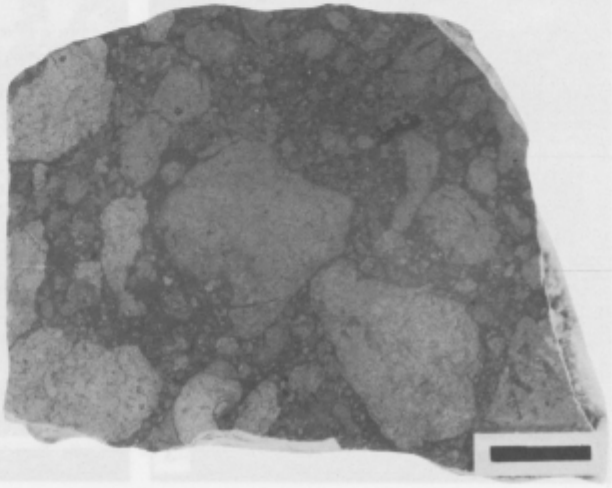

1
2
3
4

Plate 7



1 Sample collected right at the contact between Upper Cretaceous and Paleocene limestones. Note the sharpness of the contact and the contrasting limestone colors. The paleorelief resulted from dissolution processes during subaerial exposure (karst)

Scale bar = 1 cm



2 Brecciation textures are commonly observed in the Kozina limestones. Some of these breccia may have formed as a result of mechanical reworking of more or less consolidated lime mud. Others, however, resulted from bioturbation (or pedoturbation) or from diagenetic processes during calichification

Scale bar = 1 cm

GEOLOGIJA *31, 32,* 395–401 (1988/89), Ljubljana

UDK 552.5.551.763.781(497.12)=20

Diagenetic features of limestones from the Cretaceous/Tertiary boundary of SW Slovenia (Yugoslavia)

Roman Koch
Institut für Paläontologie, Loewenichstr. 28, D-8520,
Erlangen, BRD

Abstract

The Upper Cretaceous limestones show commonly syntaxial overgrowth on echinoid fragments, geopetal fillings with vadose silt, gravitational cements, neomorphic altered miliolids, and microsparite and pseudosparite. All features are indicative of a strong early freshwater diagenesis. In the Kozina beds minor hints for a freshwater diagenesis are present. In general a trend from freshwater influenced limestones to normal marine limestones can be observed. Birdseyes occur commonly with dedolomite. Additionally molds, vugs, and geopetal microsparitic silt is present. The Miliolid limestones generally were formed under normal marine lagoonal conditions. Only very locally hints for a weak early diagenetic freshwater influx are given. Scarce syntaxial overgrowth on echinoid fragments and some clear fine granular cements can be observed. Microcodium was commonly formed in local areas of short time emersion.

Introduction

The recent analyses were carried out on material from Delvalle (1985) and Delvalle and Buser (1990) who studied the microfacial development of limestones from the Cretaceous/Tertiary boundary in SW Slovenia in detail. They analysed three profiles near the villages of Kozina, Materija, and Slivje by microscopic and geochemical means. From their samples representative limestones of Upper Cretaceous, Early Paleocene (Kozina beds), and Late Paleocene age (Miliolid limestones) were selected. Delvalle and Buser (1990) characterise the facial development of these beds as follows:

Upper Cretaceous: Shallow subtidal, environment with local intertidal zones. The water energy was low (micrites), but locally higher (sparites). Some rudist mounds were present. Bauxitisation occurred during longer periods of emersion. Bauxitic material in the limestones indicates a proximity of land. A longer period without sedimentation followed which was ended by the deposition of the overlying Kozina beds.

Early Paleocene (Kozina beds): The Kozina beds have a polygenetic character. They comprise different facies types. Nevertheless a general trend can be observed

characterising the development from a highly freshwater influenced environment to normal marine conditions in the upper part of the Kozina beds.

Late Paleocene (Miliolid limestones): Normal marine subtidal to intertidal conditions are referred to favourable conditions for marine organisms. Locally areas of emersion existed where plants grew commonly. During these periods Microcodium was formed.

Diagenetic features

The aim of the recent study is to reveal the diagenetic features of these limestones and to demonstrate their facies indication.

Upper Cretaceous limestones

The most prominent diagenetic features of limestones in the three profiles analysed are (1) syntaxial overgrowth on echinoid fragments, (2) the filling of molds with vadose silt, (3) relic textures of gravitational cements, (4) partly and nearly completely altered (neomorphosed) miliolids, and (5) commonly microsparite.

Syntaxial overgrowth on echinoid fragments (plate 1, A) occurs commonly. The rims are 20 to 250 μm thick and reveal a replacement texture. According to Walkden and Berry (1984) and Koch and Schorr (1986) they are interpreted to be of early diagenetic meteoric origin. Their formation was possible due to the dissolution of neighbouring carbonate material and a subsequent cementation of the mold by a large calcite crystal which has partly a replacing character. Syntaxial overgrowth is only developed around echinoid fragments which have no micritic envelopes.

Geopetal fillings with vadose silt (plate 1, B) consist of fragments of crystals with a size of 20 to 100 μm. They are generally floating in a micritic to microsparitic matrix. Probably this internal sediment represents a mixture of two sediment types. The crystals were formed in a supratidal environment and transported into the intertidal zone where they were deposited together with marine micrite. The micrite was recrystallized subsequently. This type of sediment is comparable to a mixture of crystal silt (supratidal and terrestrial environment) and marine micrite (subtidal) as described by Aissaoui and Purser (1983).

Gravitational cement (plate 1, B) occurs only locally on the roofs of molds. It can be recognized due to the fine crystal size and is interpreted to be the result of an aggrading neomorphism of a former meteoric vadose gravitational cement (Müller, 1971). It consists of xenotopic crystals of 20 to 70 μm size. The rest of the molds is filled by coarse-granular calcite. It is interpreted to be primarily of meteoric vadose origin and to be overprinted by meteoric phreatic conditions.

Neomorphic altered miliolids (plate 1, C and D) occur commonly. They are replaced by clear, greyish microsparite or pseudosparite partly or nearly completely. The miliolids are dark grey or brownish where no replacement had occurred. There they reveal the original texture. The brownish colour indicates the presence of a certain amount of organic material. When this material was oxidized completely, the formation of microsparite took place and the colour turned to light grey. The 'shelter-effect' of the organic material (Hall & Kennedy, 1967; Kemper & Koch, 1982) disappeared.

The intraparticle pores of the miliolids are filled by fine to mediumcrystalline calcite (20 to 120 μm size). Both features indicate an early diagenetic freshwater influx. Nearly complete alteration of the miliolids by a longer reaching freshwater diagenesis resulted in a complete transformation and recrystallization of the miliolids.

Microsparite and pseudosparite (plate 1, D) occurs where an early freshwater diagenesis altered the primary micritic matrix of the limestones completely. In these limestones all miliolids are recrystallized too.

Early Paleocene limestones (Kozina beds)

The Kozina beds show layerwise abundant "birdseyes" and locally molds and vugs which were created by enhanced freshwater influx. In some vugs geopetal fillings of microsparite silt occur.

"Birdseyes" (plate 2, A and B) according to Shinn (1968) are indicative for an intertidal environment of deposition. Additionally degassing structures can occur. Many of these "birdseyes" in the recent study are similar to molds enlarged by solution of the surrounding micrite. Now they are filled by sparry calcite. A closer view reveals angular shapes of former crystals indicating that the vugs are filled now by dedolomite (plate 2, B). The former dolomite is replaced completely by very fine grained calcite crystals of different optical orientation. This structure is described by Evamy (1967) and De Groot (1967) as the result of near surface diagenetic processes resulting in dedolomitization.

Geopetal microsparitic silt (plate 1, C and D) shows a slightly pelletoidal structure. It is composed of finely recrystallized micrite containing some coarser crystals and is therefore similar to vadose crystal silt. Due to the very fine crystal size it is considered to be another type of vadose silt and therefore indicative for supratidal conditions. The relict pore space in the vugs is completely cemented by coarse granular calcite.

Late Paleocene (Miliolid limestone)

The miliolid limestones show a normal marine fauna content with abundant benthic foraminifers. One of the most striking features is the abundance of Microcodium. This indicates soil forming processes within several periods of the Late Paleocene combined with the growth of plants. Regardless of these hints for times of emersion diagenetic indications of freshwater influences are only weak. The most prominent features are (1) the syntaxial overgrowth on echinoids, (2) clear, fine granular cements, and (3) the occurrence of Microcodium.

Syntaxial overgrowths on echinoid fragments (plate 3, A) are very thin and very scarce. Therefore they can not be taken as proof for freshwater influx in the Miliolid limestones. These thin overgrowths were probably formed by direct replacement of the surrounding micritic matrix only. Compared with the packstones (plate 1, A) where large overgrowths are developed in the recent wackestones only a very low flow rate of freshwater was possible. Therefore no stronger solution can be taken into account.

Clear, fine granular cement (plate 3, B) occurs in molds and in intraparticle pores of some foraminifers and gastropods. These cements commonly show growth forms perpendicular and subperpendicular to the substrate and can be sometimes observed in the form of granular rim cements. The single crystale have

a size of 10 to 40 µm. Granular rim cements can be formed by an early freshwater diagenesis (meteoric phreatic) overprinting former marine cements (probably Mg-calcite) immediately after the formation of the first marine bladed crystals. At this time marine phreatic isopachous rim cement was not yet formed. This indicates only local and short time freshwater influxes – probably in form of freshwater lenses. Some crystals show the shape of "dog-tooth" cements which are interpreted to be of meteoric phreatic origin too.

Microcodium (plate 3, C and D) occurs enriched layerwise. A closer look to the boundaries of the Microcodium aggregates towards the micritic matrix demonstrates the growth form and the type of enlarging processes of Microcodium. The first, outer rims at the contact to the micrite consist of recrystallized micrite (plate 1, D). Whereas the micrite is composed of tiny crystals of 5 to 15 µm size, the microsparites are enlarged to crystals of 10 to 20 µm. Further crystal growth results in pseudosparite (40 to 60 µm size), and finally in the large crystals characteristic for Microcodium. These large crystals have a length of up to 300 µm and a diameter of up to 200 µm at the outer contact. This processes are probably induced by the influence of pore waters delivered from the centre of Microcodium throughout. By this process expanding forms can be created.

References

Aissaoui, D. M. & Purser, B. H. 1983, Nature of origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). Sedimentology, *30*, 273–283, Amsterdam.

De Groot, S. J. 1967, Experimental dedolomitization. J. Sed. Petrol., *37*, 1216–1220, Tulsa.

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

Delvalle, D. & Buser, S., 1990, Microfacies analysis of limestone from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW Slovenia (Yugoslavia). Geologija, *31*, *32*. (1988/89).

Evamy, B. D. 1967, Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. J. Sed. Petrol., *37*, 1204–1215, Tulsa.

Hall, A. & Kennedy, W. J. 1967, Aragonite in fossils. Proc. Roy. Soc. London, *B 168*, 377–412, London.

Kemper, E. & Koch, R. 1982, The preservation of aragonite and its significance for the dark claystones of the Upper Aptian and the Lower Albian, Geol. Jb., *A 65*, 259–271, Hannover.

Koch, R. & Schorr, M. 1986, Diagenesis of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW Germany. In: J. H. Schröder & B. H. Purser (eds.), Reef Diagenesis. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 224–244, Berlin.

Müller, G. 1971, "Gravitational" cement: an indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environments. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., *19*, 301–302, Baltimore.

Shinn, E. A. 1968, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. Sed. Petrol., *38*, 215–223, Tulsa.

Walkden, G. M. & Berry, J. R. 1984, Syntaxial overgrowth in muddy crinoidal limestones: cathodoluminescence sheds a new light on an old problem. Sedimentology, *31*, 251–267, Amsterdam.

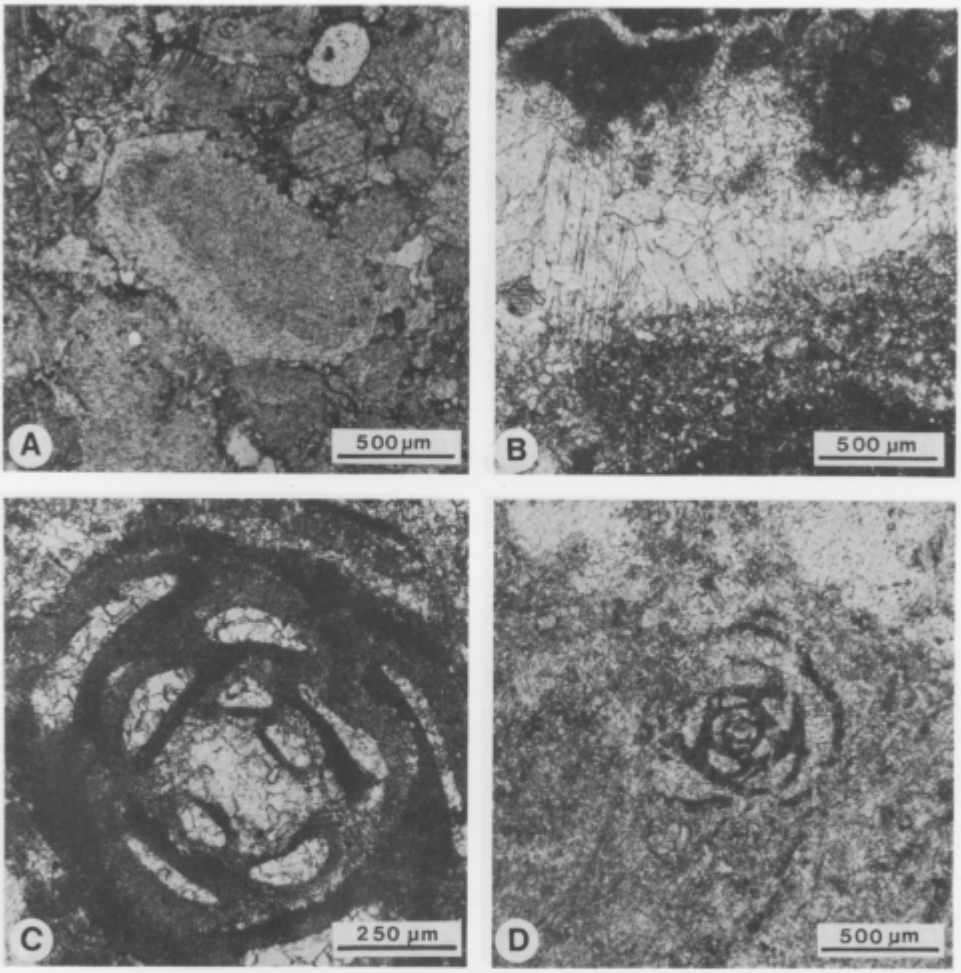


Plate 1

Diagenetic features of Upper Cretaceous limestones

(A) Syntaxial overgrowth of echinoid fragments are common and well expressed

(B) Vadose crystal silt occurs as geopetal filling in a mold. At the roof of the mold granular gravitational cements occur which are characterized by their very fine crystal size

(C) Miliolids are partly neomorphosed to microsparite. Obviously the inner part of the miliolid chamber walls are more susceptible for recrystallization

(D) Limestone completely altered to microsparite and pseudosparite. Only relics of miliolids can be observed

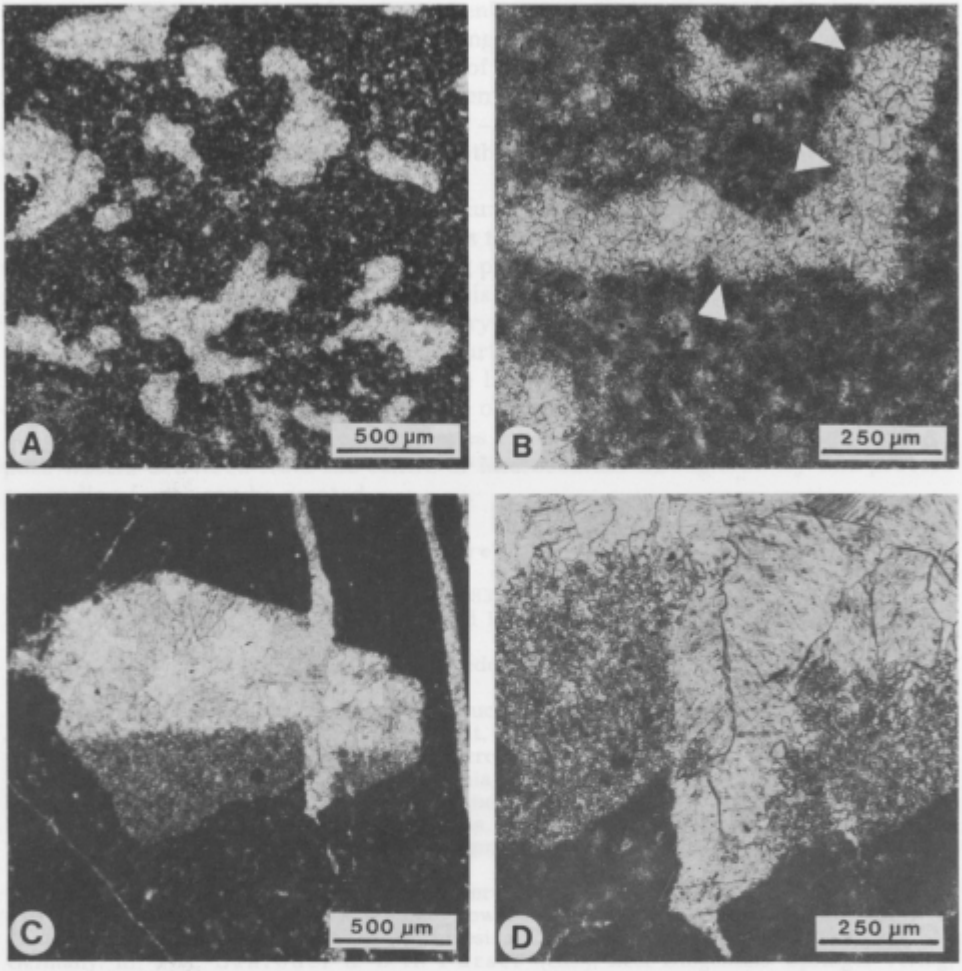


Plate 2

Diagenetic features of Early Paleocene limestones (Kozina beds)

(A) "Birdseyes" and degassing structures are common. Some of these structures are molds and vugs enlarged by solution and a dolomitization-dedolomitization process

(B) Detail of microphotograph A reveals local angular outlines of former dolomite crystals (arrows) which are now dedolomitized and consist of fine calcite crystals of different optical orientation

(C) Larger vug created by solution of a former biogenic component. The vug is filled with geopetal microsparitic silt

(D) Detail of microphotograph C shows microsparite with some coarser crystals and pelletoidal structure. Large, blocky calcite crystals occur in fractures cutting through the vug and sparry calcite

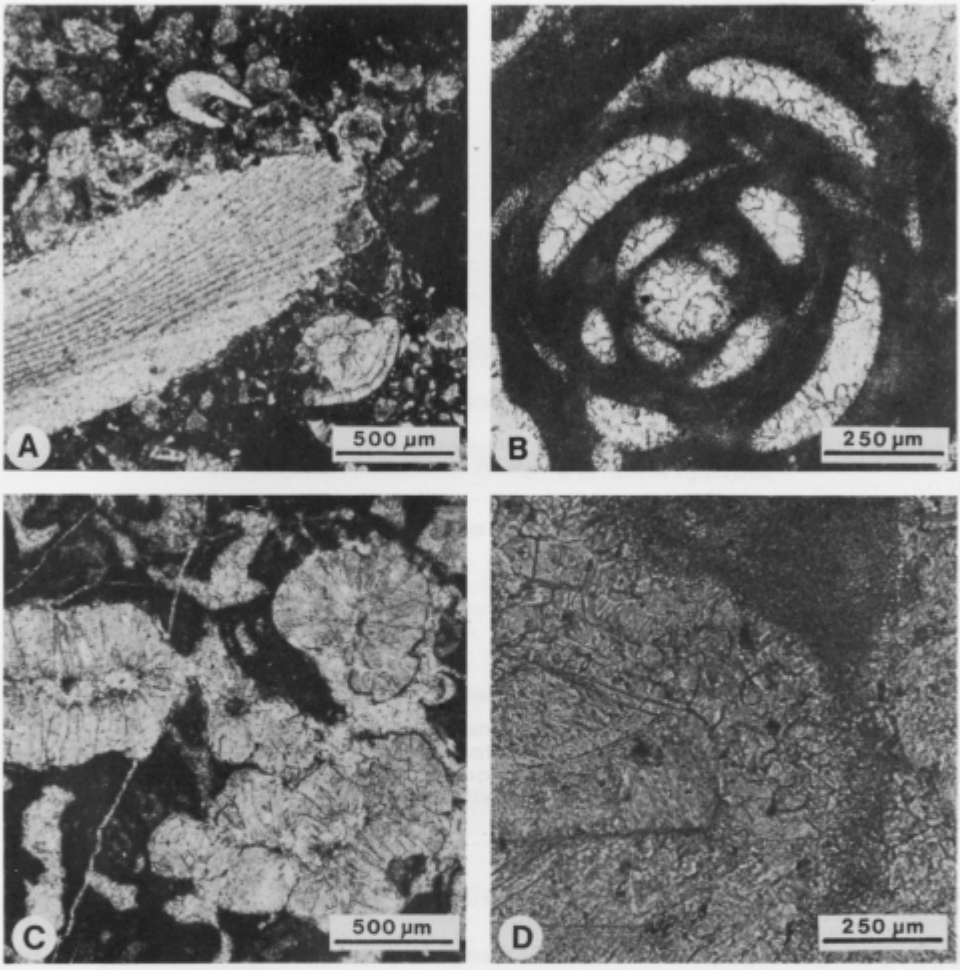


Plate 3

Diagenetic features of Late Paleocene limestones (Miliolid limestone)

(A) Echinoid spine with only very thin syntaxial overgrowth

(B) Miliolid with only very weak recrystallization. The intraparticle pores within the miliolid show fine to medium crystalline calcite cements which reveal an orientation perpendicular and subperpendicular to the substrate. These cements are interpreted to be former Mg-calcite rim cements which were altered by a freshwater diagenesis

(C) Limestone rich in Microcodium

(D) Transition zone between Microcodium and surrounding micritic matrix. The micrite is first altered to microsparite and pseudosparite. Subsequently the recrystallization to the very large crystals characteristic for Microcodium occurs

GEOLOGIJA *31, 32,* 403–414 (1988/89), Ljubljana

UDK 552.32(497.12)=863

Ultramafični vključki v granitu Črne na Koroškem v Sloveniji

Ultramafic xenoliths in the granite at Črna na Koroškem in Slovenia

Ana Hinterlechner-Ravnik
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V obrobnih delih granitnega plutona pri Črni so razširjene intruzijske breče z različnimi magmatskimi vključki. Zelo redko so med njimi tudi ultramafični ksenoliti. Raziskave zajemajo njihov petrografski opis. Pripadajo amfiboliziranemu peridotitu s plagioklazom. Veliki kristali rjavega amfibola so metasomatskega nastanka.

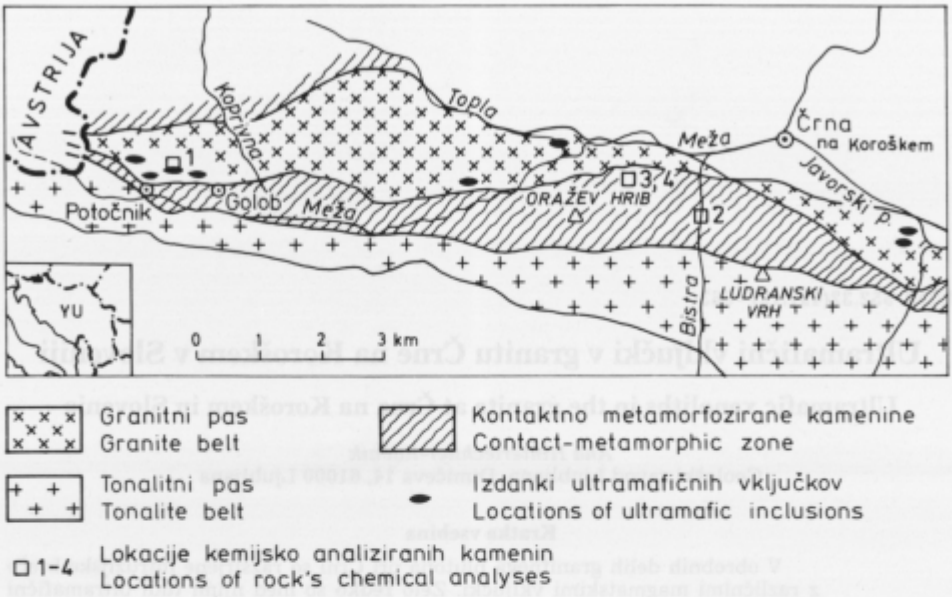
Abstract

In marginal parts of thin granite sheet at Črna occur swarms of various basic magmatic enclaves forming an intrusion breccia. Also present are small ultramafic xenoliths which are petrographically described. They belong to amphibolized plagioclase-bearing peridotite. Its brown amphibole megacrysts are of metasomatic origin.

Uvod

Del periadriatskega lineamenta, ki prečka severno Slovenijo, je na območju Črne na Koroškem obeležen z dvema tankima plutonoma in z ozkim pasom metamorfnih kamenin med njima. Vse te kamenine predstavljajo karavanško magmatsko cono in so razširjene tudi zahodneje v sosednji Avstriji (sl. 1).

Kamenine karavanške magmatske cone so bile do sedaj predmet številnih raziskav, ki jih kritično združuje Faninger (1986). Sam je petrološko opredelil glavne magmatske različke obeh plutonov na območju Črne (Faninger, 1970, 1976). V južnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje skrilavi tonalit, ki lahko prehaja v granodiorit. Severni pas karavanške magmatske cone je manj enoten. Ker v njem prevladuje granit, označujemo pluton kot granitni. Zaradi porfirske strukture glinencev prehaja granit v porfiroidni granit. Obstajajo tudi prehodi v granodiorit. V granitnem plutonu so večja območja temnejših, bolj bazičnih kamenin, predvsem monzonitnega diorita in gabra. Kjer so ti vključki manjši, opazimo značilne teksture intruzijskih breč (sl. 2 in 3). Večinoma najdemo vključke v porfiroidnem granitu. Zanj so značilni idiomorfni, le redko ovalni kristali rožnatega in/ali belega K-glinenca, pogostno z obrobkom oligoklaza. Kristali lahko dosežejo velikost do 3 cm.



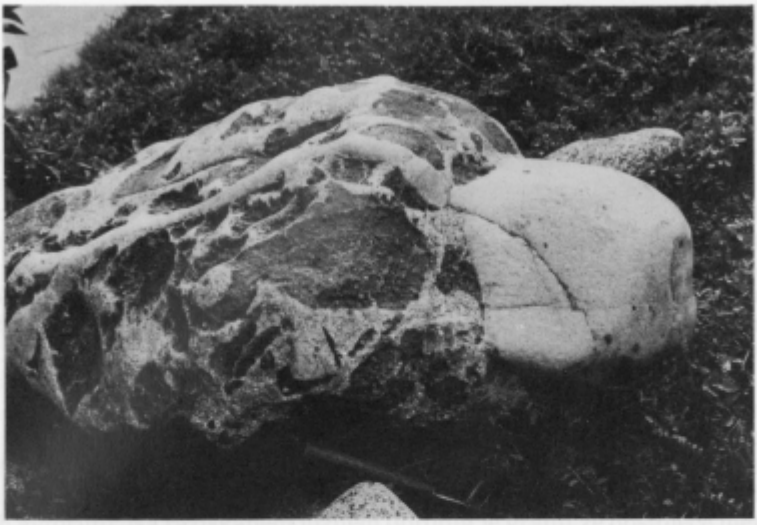
Sl. 1. Del karavanške magmatske cone zahodno od Črne na Koroškem (prirejeno po Tellerju, 1898)

Fig. 1. Map of portion of the Karavanke magmatic zone west of Črna na Koroškem (largely after Teller, 1898)

Kristalizacija granita je torej v nasprotju s strukturo breče mirna, postkinematska. Velikost fragmentov breče je od nekaj centimetrov do enega metra. Zaobljeni so le redko. Obrobkov hlajenja na bazičnih drobcih breč (večinoma) ni opaziti. To kaže, da so bili fragmenti ob intruziji granita že trdni, vendar še vedno vroči. Iz granitne osnove pa prodirajo posamezni veliki kristali K-glinencev v bazične magmatske vključke (sl. 4), zato so meje najbolj granitiziranih fragmentov lahko tudi difuzne. Prvotni bazični različki pa se s tem spreminjajo tj. bolj ali manj alkalizirajo, oziroma granitizirajo. Magmatske različke je zato glede na Streckeisenovo klasifikacijo petrografsko težko opredeliti (Faninger, 1970).

Intruzijske magmatske breče v plutonih kažejo na tok granitne magme, ki je trgal in deformiral starejšo bazično magmatsko kamenino. Kljub temu je bil tok lahko zelo počasen. Dioritni kakor tudi bolj bazični deli magmatskih breč globokih plutonov so prineseni iz velike globine. Prav zaobljeni bazični in ultramafični magmatski fragmenti dokazujejo dolg transport med intruzijo. Prisotnost velikih kristalov glinencev v bazičnih fragmentih štejemo kot dokaz za njihovo granitizacijo. Vendar so samo homogeni kristali metasomatskega porekla. Conarna razporeditev slednih elementov v velikih kristalih pa kaže na njihovo magmatsko poreklo, kar velja za vse vrste kamenin (Mehnert, 1987). Ustreznih raziskav pri nas še ni.

Teorije o nastanku intruzijskih magmatskih breč so različne. Po Mehnertu (1987) in Didieru (1973) lahko predstavljajo bazični vključki v spodnji skorji kristalizirano magmo, ki izhaja iz plašča. Granodioriti in adamelliti pa so nastali v velikih globinah z anatekso sialične skorje pod vplivom tega bazičnega materiala.

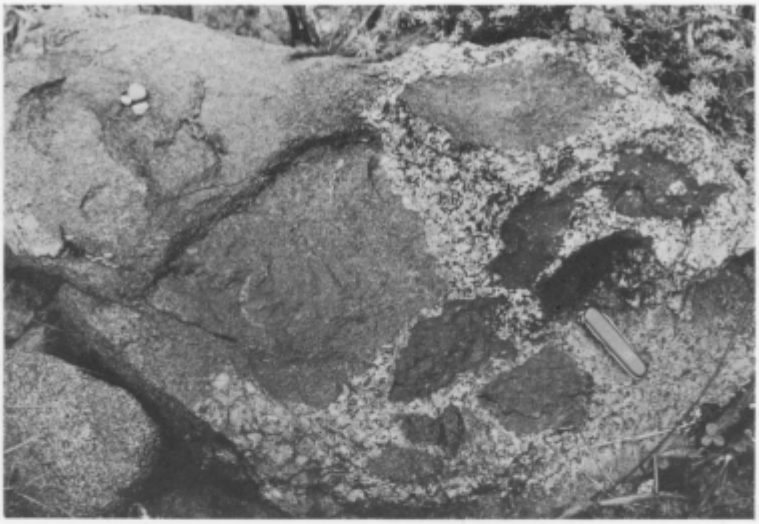


Sl. 2. Intruzivna magmatska breča. Drobnozrnati mafični magmatski vključki v porfiroidnem granitu. Oboje seče mlajša drobnozrnata granitna žila

Fig. 2. Intrusion breccia. Microgranular mafic-rich inclusions in granite porphyry. Both are crosscut by fine granite veinlet

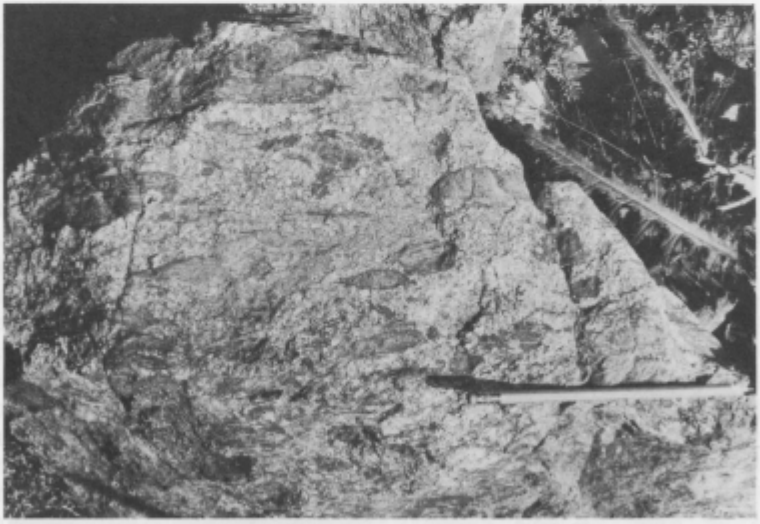
Sl. 3. Isto kot na sliki 2 – detajl

Fig. 3. Intrusion breccia, a part of figure 2



Sl. 4. Intruzivna magmatska breča. Nezaobljeni drobci mafičnega materiala v porfiroidnem granitu. Iz zadnjega prodirajo glinenci v mafične vključke (skrajni desni fragment)

Fig. 4. Intrusion breccia. Unrounded mafic-rich magmatic inclusions in granite porphyry. Feldspars are contaminating the mafic inclusions (the extreme right fragment)



Sl. 5. Raztrgani drobci kontaktno metamorfnega skrilavca v granitoidni kamenini, ki tudi predstavlja intruzivno brečo

Fig. 5. Thermally altered biotite schist fragments of the country rock intruded by granite, forming an intrusion breccia

Del zelo vroče bazične magme se je dvignil in se na svoji poti zaradi asimilacije s sialom kontaminiral. Sledila mu je pregreta sialična magma, ki se je v območju, bogatem z vodo, sama hidratizirala.

Večina magmatskih vključkov v raznih granitih ni bazične, temveč intermediarne sestave. To je lahko posledica prvotne sestave ali pa kasnejše kontaminacije. Nekateri graniti vsebujejo zelo bazične vključke in tudi amfibolov peridotit. Po literaturnih podatkih so ultramafični vključki pogostnejši v alkalnih bazičnih vulkanskih kameninah kot v intruzivnih anateksitih (Dautria et al., 1987; Kurat et al., 1980; Leblanc & Didier, 1987). Zanimivi so z genetskega stališča, ker kažejo na globino nastajanja magem, v katere so vključeni. Ob intruzijskih brečah granitne cone smo jugovzhodno od Črne in od tod proti zahodu do Koprivne prvič našli več ultramafičnih vključkov. Na avstrijskem ozemlju omenjata olivinove kameninske različke že Graber (1929) in Exner (1972, 1976). Tam so po Exnerju vezani na večje dioritne mase.

Granitni pluton Črne je pri svoji končni namestitvi povzročil kontaktno metamorfne spremembe prikamenine. Ob severnem kontaktu je termično vplival na paleozojske sklade. Tako je z geološkim opazovanjem in z izotopskimi analizami na mineralih določeno, da je starost granita pozno hercinska (Faninger, 1986, zbrano po raznih avtorjih). Na raziskanem južnem obrobju je granit že obstoječe metamorfne kamenine ob prediranju pogosto tudi trgal-brečiziral (sl. 5). Med njim in drobci metamorfnih kamenin ni nobene genetske zveze. Ta brečizacija je potekala v veliko višjem nivoju, kot je nastajala intruzijska magmatska breča z ultramafičnimi vključki. Najvišje kontaktno metamorfne spremembe pa so bile dosežene prav v vključkih skrilavcev, ki jih je zajela granitna magma. Vtisnjen jim je bil začetni del piroksenovega rogovčevega faciesa (Hinterlechner-Ravnik, 1978). V metapelitih je izražen z asociacijo cordierita, mikroklina in andaluzita ter odsotnostjo muskovita. Vendar je rast mikroklina lahko tudi posledica metasomatske spremembe pod vplivom granita.

Kontaktno metamorfne avreole na obodu granitnih plutonov kažejo conarnost glede na stopnjo sprememb, ki je odvisna od oddaljenosti od plutona. Metamorfni pas med obema plutonoma pri Črni pa je tektonsko stanjšan in močno stisnjen, saj so kamenine izoklinalno nagubane. Stopnja sprememb je zato v relativno ozkem pasu metamorfnih kamenin ob granitnem plutonu enaka, a je dodatno zabrisana z retrogradnimi spremembami. Med kameninami zahodno od Črne so razširjeni predvsem metapeliti. Manj je amfibolita in kvarcita. V metapelitih sta prisotna cordierit in andaluzit, poleg rdečkastega biotita in potektonskega muskovita. Kristalizacija je torej večfazna, vendar lahko ločimo dve vrsti cordieritnega skrilavca z andaluzitom. Eden od obeh različkov je sivkast in ima filitni značaj. V njem dosežejo temnejši blasti cordierita velikost do tri centimetre. Drugi različek pa je rjavkast, enakomerno drobno zrnat, diferenciran in vsebuje droben cordierit. Rdečkast biotit in droben andaluzit sta razvita v obeh, vendar ju je manj v različku z velikimi blasti (Hinterlechner-Ravnik, 1988). Skrilavec filitnega značaja s porfiroblasti predstavlja bolje rekristalizirano kamenino. Glede na vsebnost bistvenih elementov sta si oba različka podobna (tabela 1). Zakaj kažeta obe vrsti metapelita enakega kemizma in enake mineralne sestave različno mikrostrukturo, ni jasno.

Kontaktna metamorfoza je potekala v metapelitih v razmerah obstojnosti andaluzita ob cordieritu. Samo v enem vzorcu smo do sedaj našli muskovitiziran igličast agregat, ki se je najverjetneje razvil po sillimanitu. Sillimanitni fibrolit omenja kot izjemen pojav tudi Exner (1972). Posebnost predstavlja korodiran ostanek stavro-

Tabela 1. Kemijska sestava (ut. %)
Table 1. Chemical composition (wt. %)

	1	2	3	4
SiO_2	41,5	60,7	60,9	49,1
TiO_2	1,58	1,00	1,19	3,17
Al_2O_3	7,0	19,6	18,9	13,5
Fe_2O_3	4,05*	0,97	1,43	5,83
Cr_2O_3	0,15	-	-	0,026
FeO	10,0	6,28	6,07	7,56
MnO	0,28	0,11	0,11	0,31
MgO	26,4	2,2	2,47	7,0
CaO	4,04	0,24	0,43	9,44
Na_2O	1,35	1,23	1,81	2,42
K_2O	0,92	4,5	4,2	0,45
P_2O_5	0,27	0,22	0,23	0,41
CO_2	0,12	0,003	0,003	0,006
H_2O^+	1,87	3,49	2,27	0,67
H_2O^-	0,27	0,42	0,31	0,24
	99,80	100,96	100,32	100,13

Mineralna sestava Mineral composition	CIPW norma CIPW norms	
olivin - olivine	or 6,12	
	ab 9,23	
rjav amfibol brown amphibole	an 10,29	
	ne 1,53	
flogopit - phlogopite	wo 3,60	
klinopiroksen clinopyroxene	en 2,57	di
	fs 0,71	
	fo 45,24	
klorit - chlorite	fa 13,74	ol
plagioklaz - plagioclase	mt 3,25	
	il 3,04	
neprosojni minerali opaque minerals	ap 0,62	
	99,94 %	

1 Vključek ultramafita
Ultramafite inclusion (samp. 57/87/54717)

2 Rogovec s filitnim značajem in velikimi blasti cordierita
Hornfels resembling a phyllite with big cordierite porphyroblasts (samp.87/54717)

3 Biotitni cordieritno-andaluzitni skrilavec s plagioklazom in potektonskim muskovitom
Biotite-cordierite-quartz-andalusite-plagioclase schist with post-tectonic muscovite (samp. 1/87/54703)

4 Amfibolit - Amphibolite (samp.1/87/54814)

* reducirano na 2 ut. %
* reduced to 2 wt. %

Kemijska analiza - Chemical analysis: Metalurški inštitut, Ljubljana

lita, čigar obstojnost je bila že presežena. Tudi granata v pregledanih vzorcih ni. Morda predstavljajo agregati zelenega biotita okrog paličastega ilmenitovega jedra retrogradni agregat po granatu.

Opis ultramafičnih vključkov

Intruzijska magmatska breča v granitnem pasu pri Črni vsebuje predvsem različne mikrogranularne vključke bazične in intermediarne sestave. Izrazito kristalizirani ultramafični vključki pa so zelo redki in so vedno sekundarni. Najprej smo jih našli na odseku nove poti zahodno od potoka Koprivne med kmetijama Potočnik in Golob. Sama pot je vsekana približno po meji granita z južno ležečim pasom metamorfnih kamenin (sl. 1). Po nekaj izluščenih kosov ultramafita smo našli v vsaki grapici, ki prečka to pot. Severno od te poti proti Potoškemu vrhu še vedno najdemo kose intruzijske breče, kosov ultrabazita pa v njih ni več. Relief območja dokazuje, da so izluščeni kosi ultrabazita ostali bolj ali manj na mestu in niso mogli biti preneseni iz skladovnice kamenin štalenske serije, ki se razprostira severno od granitnega pasu. Vzhodneje, v dveh novih vsekih poti, na severnem pobočju Oraževega hriba in Ludranskega vrha, ultramafičnih vključkov v intruzijski breči nismo našli. Več vključkov ultrabazita različne velikosti je separiranih v nanosu potoka Tople, pa tudi jugovzhodno od Črne.

Ultramafični vključki, izluščeni iz intruzijske breče, so ovalni in podolgovati. V dolžino merijo po nekaj centimetrov, redko do enega metra, večinoma nekaj decimetrov. So izredno žilavi in sveži. Barva teh vključkov je črno zelena, veliko temnejša od bazičnih vključkov breče. Na sveži površini izstopajo izometrični, preko centimetra veliki lesketajoči se kristali temno rjavkasto zelenega amfibola.

Ultramafične vključke smo preiskali petrografsko, en vzorec tudi kemijsko (tabela 1). Različki so sveži, holokristalni, srednje in grobo zrnati. Ocenjena mineralna sestava kemijsko analiziranega ultramafičnega vključka je naslednja:

- olivin, svež in le po razpokah antigoritiziran, 60 %
- klinopiroksen, skoraj povsem amfiboliziran in amfibol, tudi delno flogopitiziran; ti trije minerali vsi skupaj okoli 30 %
- kalcijev plagioklaz, 5 %
- ortopiroksen, zelo redek
- magnetit, korodirani ilmenomagnetit in pirit, 5 %
- posamezne iglice apatita milimetrske dolžine.

Stopnja sekundarnih nižjetemperaturnih sprememb je različna, večinoma majhna.

Glavna mineralna faza je olivin. Oblika njegovih kristalov je pogosto idiomorfna. Večji kristali dosežejo velikost 3 mm. Manjši in bolj ploščati olivinovi kristali so vključeni tako v piroksenu kot v plagioklazu (tabla 1, slika 1, 2, 3 in 4). To dokazuje, da je bil olivin prva mineralna faza, ki je začela kristalizirati. Olivin je brezbarven do rahlo zelenkast, svež, le po razpokah antigoritiziran in tam poln drobnega neprosojnega prahu magnetita. Glede na kot optičnih osi, opazovan konoskopsko, ustreza forsteritu z ok. 10 % fajalitove primesi (Tröger, 1979). Olivin kaže le redko neenotno potemnitev. Vzporedno razkolnosti pa opazujemo v olivinu dekorativne skupke drobnih mehurčkov, ki še kažejo sledove deformacij. Verjetno so zapolnjeni s plinom (Green & Gueguen, 1983).

Klinopiroksen je v raziskanih vzorcih delno amfiboliziran. V kemijsko analiziranem različku je ta stopnja spremembe precejšnja. Zato opazujemo predvsem posamezne ostanke klinopiroksena v velikih zrnih amfibola. Odražajo se po močnejšem reliefu in po nežnejši, rahlo rdečkasto rjavi, komaj pleohroični barvi (tabla 1, sliki 1 in 2). Sprememba ni vedno homoaksialna. Kot potemnitve optično pozitivnega klinopiroksena je okoli 36°. V nekaterih ksenolitih je klinopiroksen conaren in

lamelaren. Opazujemo tudi strukturo peščene ure. Posamezna samostojna drobna zrna piroksena pripadajo optično pozitivnemu enstatitu s kotom optičnih osi blizu 90°.

V amfibolu je pogosto še ohranjen droben neprosojen prah, ki kaže na psevdomorfozo po magmatskem klinopiroksenu. Nekoliko neenotna zrna amfibola dosežejo premer po več milimetrov do centimera in kažejo na velikost prvotnega piroksena. Vključki v teh velikih zrnih pripadajo drobnemu idiomorfnemu olivinu (tabla 1, sl. 3), manj pogosto hipidiomorfnemu plagioklazu. Amfibol je izrazito pleohroičen: temno rdečkasto rjav (Z), temno rdečkasto rjav (Y) in svetlo rumenkasto rjav (X). Pleohroizem in optično negativni značaj ustrezata kaersutitnemu amfibolu (Tröger, 1979). Sam amfibol pa je deloma, zlasti na obodu, nadomeščen s sljudo. Sljuda kaže podobne pleohroične barve kot amfibol: brezbarvno (X) do rdečkasto rjave. Kot optičnih osi je majhen in negativen, kar ustreza flogopitu. Njegova kloritizacija je šibka, a od vzorca do vzorca različna.

Plagioklaza je malo, vendar doseže njegova količina v nekaterih vključkih celo 30 %, s čimer prehaja kamenina že v gabro. Plagioklaz predstavlja zadnjo magmatsko fazo, ki je zapolnila prostore med drugimi kristali. Za plagioklaz značilna je lamelarnost v dveh sistemih in velik kot potemnitve. Meritve na Fedorovi mizici dajo podatek 65 do 75 % anortita. Redka zrna so šibko conarna. Tanek zunanji obrobek vsebuje okoli 10 % manj anortita. Jedro kristalov je v nekaj primerih polno drobnih submikroskopskih vključkov. Med plagioklazom in olivinom opazujemo tanek retrograden reakcijski rob svetlo zelenega amfibola (tabla 1, sl. 4). Verjetno gre za tremolit. Izjemoma je v tem obrobku tudi rjavkasti amfibol.

Zelo redki so temni magmatski vključki, ki imajo komaj še ohranjene prvotne ultramafične minerale poleg metasomatskih in infiltriranih felsičnih komponent (npr. vz. 68E/88/55325 in 55326). Predstavljajo spremembo ultrabazita v gabro z zelenim amfibolom.

Primes plagioklaza v ultramafičnih vzorcih kaže na neosiromašen peridotit, ki je lahko kristaliziral v spodnji skorji ali pa v zgornjem plašču (Hyndman, 1985, 176). Olivin je poleg kalcijevega plagioklaza obstojen do tlaka okoli 10 kbar. Glede na petrološko preiskavo lahko opredelimo kemično analizirani vzorec kot amfiboliziran peridotit s plagioklazom (Tröger, 1969). Kaersutitni amfibol, ki nadomešča prvotni klinopiroksen, dokazuje mlajšo metasomatsko spremembo. Rast amfibola je omogočil dotok vode z alkalijami, predvsem kalijem. V tem se najverjetneje kaže vpliv granitne magme. Odstotek kalijevega oksida je za peridotitno kamenino visok, saj znaša 0,9 % (tabela 1). Del kalija ni vezan samo na amfibol, ampak tudi na nekoliko mlajši flogopit, ki nadomešča amfibol. Vsebnost TiO_2 v kamenini je visoka (1,58 %).

Povzetek

Za granitni pluton pri Črni na Koroškem so značilne intruzijske magmatske breče. Njihova osnova je porfiroidni granit anatektičnega porekla.

Granit ima raznovrstno mikrostrukturo. Fragmenti breče ustrezajo drobnozrnatemu granodioritu, monzonitu in gabru z zeleno rogovačo in zelenim biotitom. Ti vključki težijo k ravnotežju z granitno magmo.

Mineralna sestava vključkov in granita je identična, le količina istega minerala je različna. Redko so v vključkih še ohranjeni ostanki klinopiroksena. Večinoma pa so psevdomorfozirani z zeleno rogovačo. V območju intruzijskih magmatskih breč smo

na sekundarnem mestu našli izluščene bolj ali manj zaobljene temno zelene holokristalne ultramafične vključke. Kljub temu, da so zelo redki, so splošno razširjeni.

Ultramafični vključki so kristalizirali globje kot drugi magmatski različki in pripadajo višjemu faciesu. Kažejo večfazni razvoj. Prvotni minerali so olivin, rjavkast klinopiroksen, ortopiroksen, plagioklaz in neprosojni minerali. Plagioklaz lahko doseže celo 30 prostorninskih odstotkov, s čimer prehaja kamenina iz ultrabazita v gabro(norit). Olivin je mineral, ki je začel iz magme kristalizirati prvi, saj nastopa kot samostojna idiomorfna zrna in kot vključek v vseh drugih silikatih. Zadnji se je izločil plagioklaz, ki zapolnjuje medprostore. Zaradi sprememb pa je klinopiroksen redko ohranjen. Opazujemo ga le kot ostanek v velikih zrnih rjavega amfibola, ki je bil kasneje delno nadomeščen s še mlajšim flogopitom.

Mlajše in nižje temperaturne spremembe kamenine so antigoritizacija olivina po razpokah, sprememba rjavega v zelen amfibol in delna kloritizacija vseh femičnih mineralov, predvsem flogopita.

Glede na opazovane optične lastnosti mineralov in mikrostrukturo raziskanih ksenolitov amfiboliziranega peridotita lahko povzemamo po O t t e n u (1984) ugotovitve, ki temelje na podrobnih raziskavah gabroidnih kamenin švedskih kaledonidov. Rjavi amfiboli, ki pripadajo Ti-pargazitu kakor tudi kaersutitu, so lahko magmatskega ali pa metasomatskega porekla. V suhih subalkalnih bazičnih kameninah lahko začne kristalizirati amfibol šele ob dotoku fluidov po končani kristalizaciji suhega olivina, avgita in plagioklaza. Temperatura kristalizacije amfibola iz morebitnega preostanka taline je veliko nižja od temperature kristalizacije piroksena. Metasomatska subsolidus reakcija med naštetimi že kristaliziranimi minerali pa je možna že pri visoki temperaturi tik pod temperaturo kristalizacije prvotnih magmatskih mineralnih faz, med njihovim hlajenjem ob istočasni deformaciji in dotoku fluidov. Prav obrobki rjavkastega amfibola okrog avgita in drobni ovalni vključki amfibola v njem, kakršne opazujemo tudi v naših raziskanih vzorcih, dokazujejo njegovo metasomatsko rast. Temperatura subsolidus metasomatske pretvorbe, ki se kaže z rastjo rjavega amfibola v gabrih, je po podatkih O t t e n a okrog 1000 °C. Voda oziroma fluidi, potrebni za amfibolizacijo, so izhajali iz mlajših granitnih batolitov. Prepojili so še vroče gabroidne kamenine.

Najverjetneje velja isto tudi za ultrabazitne vključke intruzijske magmatske breče pri Črni.

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1 in 2. Idiomorfen olivin (ol) z razpokami, zapolnjenimi z antigoritom in prahom magnetita. Kristal rjavega kaersutitnega amfibola (am), ki nadomešča klinopiroksen (cpx), čigar ostanek je še ohranjen. Plagioklaz (pl) ima značaj interkumulusa. Flogopit (ph) delno nadomešča amfibol (am). Vzporedna in navzkrižna nikola

Figs. 1 and 2. Idiomorphic olivine (ol) crossed by cracks, which are filled with antigorite and magnetite. Brownish clinopyroxene (cpx) is metasomatically almost replaced by kaersutitic amphibole (am). The last one forms continuous rims around clinopyroxene and isolated blebs within it. Amphibole is partly replaced by phlogopite (ph). Plane polarized light and crossed nicols

Sl. 3. Kristal metasomatskega kaersutitnega amfibola (am), ki pojkilitsko vključuje idiomorfna zrna olivina (ol). Vzporedna polarizatorja

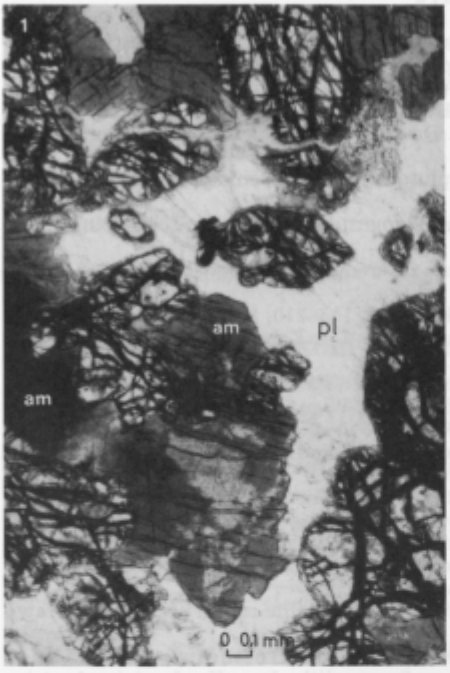
Fig. 3. Poikilitic megacryst of metasomatic kaersutitic amphibole (am) enclosing grains of idiomorphic olivine (ol). Plane polarized light

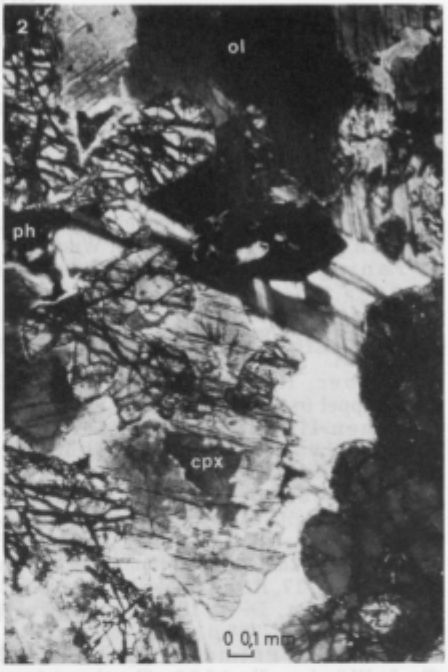
Sl. 4. Plagioklaz (pl), ki zapolnjuje vmesne prostore in vključuje idiomorfni olivin (ol). Med njima opazujemo droben retrogradni reakcijski rob rahlo zelenkastega amfibola. Navzkrižna nikola

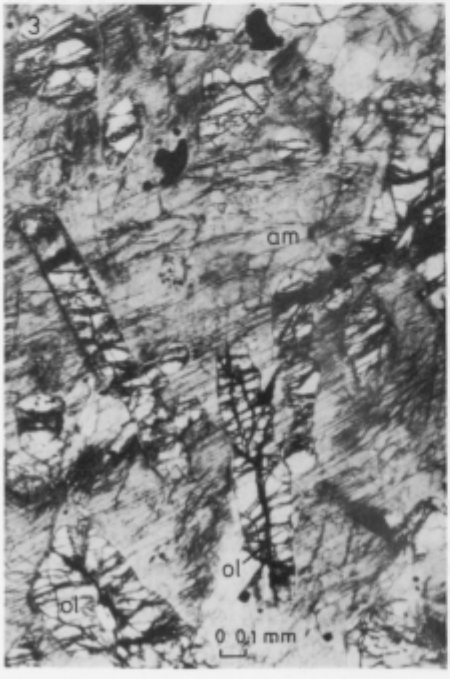
Fig. 4. Intercumulus plagioclase (pl) enclosing idiomorphic grains of olivine (ol). Fine retrogressive kelyphitic rims of slightly green amphibole between olivine and plagioclase. Crossed nicols

Vse slike: amfibolizirani peridotit s plagioklazom, vzorec 57/87/54717

All figures: amphibolized plagioclase-bearing peridotite, sample 57/87/54717


1
am
pl
am
0 0,1 mm


2
ol
ph
cpx
0 0,1 mm


3
am
ol
ol
0 0,1 mm

4
pl
ol
0 0,1 mm

Literatura

Dautria, J. M., Liotard, J. M., Cabanes, N., Girod, M. & Briqueu, L. 1987, Amphibole-rich xenoliths and host alkali basalts: petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (Central Sahara, Southern Algeria). Contrib. Mineral. Petrol., Vol. *95*, No. 2, 133–144, Heidelberg.

Didier, J. 1973, Granites and their enclaves. Developments in petrol. 3, Elsevier, 393 p., Amsterdam.

Exner, Ch. 1972, Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. *64*, 1–108, Wien.

Exner, Ch. 1976, Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. Verh. Geol. B.-A., H. *2*, 3–64, Wien.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciati. Geologija *13*, 35–104, Ljubljana.

Faninger, E. 1976, Karavanški tonalit, Geologija *19*, 153–210, Ljubljana.

Faninger, E. 1986, Die Karawanken-Aufbruchszone. Der Karinthin. Folge *94*, 339–351, Klagenfurt.

Graber, H. V., 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. Mitt. Geol. Ges., Bd. *22*, 25–64, Wien.

Green II, H. W. & Gueguen, Y. 1983, Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite: a case history documented by fluid and solid precipitates in olivine. Tectonophysics, Vol. *92*, No. 1–3, 71–92, Amsterdam.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1978, Kontaktnometamorfne kamenine v okolici Črne pri Mežici, Geologija *21*/1, 78–80, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1988, Petrološke in geokemijske raziskave magmatskih in metamorfnih kamenin: Metamorfne kamenine med obema plutonoma na območju Črne na Koroškem. 1–17, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Hyndman, D. W. 1985, Petrology of igneous and metamorphic rocks. Sec. Ed. McGraw-Hill Book Comp., 786 p., New York.

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. Cosmochim. Acta, Vol. *44*, 45–60, Printed in Great Britain.

Leblanc, M. & Didier, J. 1987, Enclaves ultrabasiques carbonatisées avec traces d'or, dans les anatexites du Haut-Allier (France). Bull. Minéral. Vol. *110*, No. 4, 359–371, Paris.

Mehnert, K. R. 1987, The granitization problem-revisited. Fortschr. Miner., Bd. *65*, H. 2, 285–306. Stuttgart.

Otten, M. T. 1984, The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. Contrib. mineral. petrol. Vol. *86*, No. 2, 189–199, Heidelberg.

Teller, F. 1898, Geologische Specialkarte, Blatt Eisenkappel und Kanker. Maßstab 1:75.000, Geol. R. A., Wien.

Tröger, W. E. 1969, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Verl. der Deutschen Min. Ges., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 336 + 90 p., Stuttgart.

Tröger, W. E., 1979, Optical determination of rock-forming minerals. Part 1. Eds: Bambauer, H. U., Taborszky, F. & Trochim, H. D., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 p., Stuttgart.

GEOLOGIJA *31, 32,* 415–435 (1988/89), Ljubljana

UDK 555.4.551.763(497.13)=862

Prilog geokemijskom poznavanju gornjokredne bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore u Slavoniji (sjeverna Hrvatska, Jugoslavija)

Some geochemical features of the Upper Cretaceous bimodal volcanic association from the Požeška Gora Mt. in Slavonija (northern Croatia, Yugoslavia)

Jakob Pamić

Geološki zavod, Sachsova 2, 41000 Zagreb

Jasna Injuk i Milko Jakšić

Institut »Ruđer Bošković«, Bijenička c. 54, 41000 Zagreb

Sažetak

U radu se najprije kratko evaluiraju svi dosad raspoloživi geološki i petrološki podaci o stijenama bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore. One su gornjokredne, uglavnom senonske starosti što je dokazano geološkim i radiometrijskim metodama. Bimodalna vulkanska asocijacija izgrađena je od približno podjednake količine alkalijsko-feldspatskih riolita i ofitnih bazalta, odnosno metabazalta.

Glavni dio rada razmatra geokemijske karakteristike bazalta i riolita. Na osnovi sadržaja imobilnih elemenata u tragovima razmatrani su geotektonski uvjeti formiranja bazalta. Alkalijsko-feldspatski rioliti pripadaju varijetetima obogaćenim silicijem i ističu se povišenim sadržajem zlata i srebra. Oni pokazuju pozitivnu korelaciju u sadržaju imobilnih mikroelemenata sa okolnim, takodjer gornjokrednim alkalijsko-feldspatskim granitima. Ta činjenica, kao i isti primarni odnos $^{87}Sr/^{86}Sr$ dokazuje njihovo zajedničko porijeklo iz iste primarne A-granitoidne magme nastale taljenjem u kori. S druge strane, bazaltne taljevine potječu iz gornjeg plašta.

Na kraju se vrši korelacija s bimodalnim vulkanskim asocijacijama u svijetu, koje su vrlo često genetski vezane za završne faze subdukcije i kasnije ekstenzione procese, i daje genetska interpretacija.

Abstract

The first part of the paper deals with the evaluation of all available geological and petrological data on volcanic rocks of bimodal association of the Požeška Gora Mt. They are of Upper Cretaceous, mostly Senonian age, what is proved by geological and radiometric methods. The bimodal volcanic association is made up of approximately the same proportion of alkali feldspar rhyolite and ophitic metabasalt with relict ophitic basalt.

Geochemistry of basalts and rhyolites has been studied in detail. On the basis of immobile trace elements, geotectonic setting of the basalts has been considered. Alkali feldspar rhyolites belong to high-silica varieties which contain increased quantities of gold and silver. The rhyolites can be correlated in certain immobile trace element contents with the associated alkali feldspar granites, and both groups of rocks have the same $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio. These two facts indicate their common origin from the same A-granitoid melt originated in crustal environment. By contrast, basalt melts are of the upper mantle origin.

Bimodal volcanic association from Požeška Gora Mt. can be correlated with identical associations in the world. Most of them are genetically related to subduction and subsequent extension processes so that they have their specific geochemical, petrological and genetical features which are discussed in detail.

Uvod

Vulkanska masa Požeške gore, sa svojom površinom od oko 30 km², predstavlja najveće vulkansko tijelo u Hrvatskoj. O vulkanskim stijenama Požeške gore napisan je veći broj radova. Prvi ih spominje Stur (1861) koji ih je odredio kao felzitne porfire (= kremeni porfiri bez utrusaka kremena – primjedba autora), a uz njih pripominje i crvene porfirne pršince, odnosno tufove. Koch (1916, 1919) ih je najprije nazivao porfirima, a kasnije andezitima, na osnovi petrografske obrade Tućana (1919).

Barić i Tajder (1942) određuju vulkanite Požeške gore kao albitne riolite i albitne dijabaze, odnosno dolerite, uz koje spominju i prisustvo alkalijskih granita. Iza toga slijedi serija radova Tajdera (1944, 1947, 1955 i 1959) u kojima iznosi rezultate detaljne petrografske obrade albitnih dolerita i albitnih riolita sa nekoliko lokaliteta iz istočnih dijelova vulkanske mase Požeške gore. On je već u svom prvom radu izrazio sumnju o prisustvu andezita koje je odredio Tućan, a u svom posljednjem članku to i decidirano tvrdi.

Šparica i saradnici (1980) su, prilikom izrade Osnovne geološke karte, na Požeškoj gori izdvojili unutar vulkanske mase dijabaze sa spilitima (= albitni doleriti Tajdera-primjedba autora), albitporfire (= Tajderovi albitni rioliti-primjedba autora) i vulkanske breče, pored intruzivnih granofira (= alkalijski graniti Barića i Tajdera).

Majer i Tajder (1982) objavljuju regionalno-petrološki rad o spilit-keratofirskom vulkanizmu Slavonije u kojem su objedinjeni podaci za gornjokredne vulkanite Požeške gore i miocenske vulkanske stijene okolice Voćina, na Papuku. Pored ranije publiciranih Tajderovih kemijskih analiza, u radu su uključene i nove, dotad neobjavljivane kemijske analize. U radu je fokusirana pažnja na petrokemijske karakteristike na osnovi kojih su povučeni i određeni petrogenetski zaključci.

Pamić (1988a) je dao detaljan petrološki prikaz alkalijsko-feldspatskih granita (aljaskita) i podređenijih alkalijsko-feldspatskih kvarcnih sijenita Požeške gore, u kojem je pretpostavio da su oni kogenetski s okolnim riolitima, odnosno da vuku porijeklo iz iste primarne magme.

Cilj je ovog rada da se evaluiraju dosad raspoloživi geološki i petrološki podaci koji su međusobno neusklađeni i da se dadu novi geokemijski podaci, naročito o sadržaju mikroelemenata, kao novi prilog za bolje poznavanje vulkanskih stijena Požeške gore. Na osnovi ranije objavljenih i novih geokemijskih podataka izvlači se zaključak da vulkanske stijene Požeške gore predstavljaju tipičnu bimodalnu bazaltriolitnu asocijaciju vulkanita koja se može pozitivno korelirati s identičnim bimodalnim vulkanskim tvorevinama iz drugih krajeva svijeta koje se javljaju u identičnoj geotektonskoj poziciji. Posebna je pažnja u radu posvećena distribuciji mikroeleme-

nata u požeškim vulkanitima čiji se kiseli predstavnici (alkalijsko-feldspatski rioliti) mogu pozitivno korelirati s okolnim alkalijsko-feldspatskim granitima (aljaskitima). U riolitima se ističu karakteristično povećani sadržaji zlata i srebra.

*

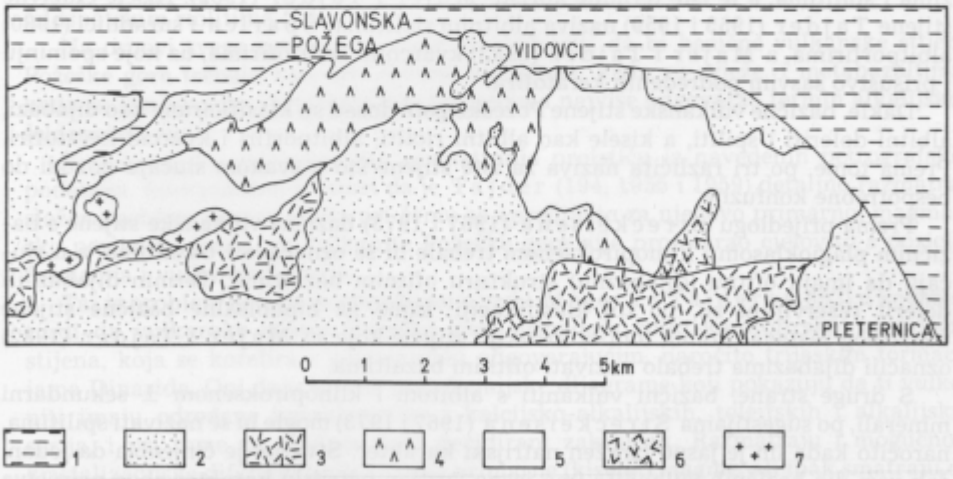
Kolega V. Majer mi je stavio na raspolaganje sve uzorke i izbruske iz zbirke pokojnog prof. Tajdera na čemu mu mnogo hvala. Na većem broju tih kemijski analiziranih uzoraka, kao i na većem broju novih, naknadno sakupljenih uzoraka, izvršena su u Institutu »Ruđer Bošković« određivanja elemenata u tragovima metodom rentgenske fluorescencije.

Sumaran prikaz dosadašnjih geološko-petroloških podataka i njihova evaluacija

Kao što se vidi iz priložene geološke karte (slika 1), vulkanska masa Požeške gore stoji najvećim dijelom u kontaktu s neogenim, a manjim dijelom s gornjokrednim sedimentima. Ona je izgrađena od približno podjednake količine bazalta i riolita koji su isprobijani s manjim tijelima alkalijsko-feldspatskih granita.

O **starosti vulkanita** Požeške gore dosad su iznesena vrlo različita mišljenja.

(1) Stur (1861) ne izvodi određen zaključak, mada jasno navodi da neogeni sedimenti naliježu preko vulkanita iz čega proizilazi da su oni stariji od okolnih miocenskih sedimenata.



Sl. 1. Shematizirana geološka karta gornjokredne vulkanske mase Požeške gore (Šparica et al., 1980)

1 kvartar; *2* neogen; *3* gornjokredni sedimenti; *4* bazalti i metabazalti; *5* alkalijsko-feldspatski rioliti; *6* piroklastične stijene; 7 alkalijsko-feldspatski graniti

Fig. 1. Schematized geological map of the Upper Cretaceous volcanic mass of the Požeška Gora Mt. (Šparica et al., 1980)

1 Quaternary; *2* Neogene; *3* Upper Cretaceous sediments; *4* basalt and metabasalt; *5* alkali feldspar rhyolite; *6* pyroclastic rocks; 7 alkali feldspar granite

(2) Koch (1916, 477) navodi da su efuzivne stijene Požeške gore »svakako mlađe od gornjokrednih sedimenata, jer ih probijaju«, a kasnije iznosi mišljenje (Koch, 1919, 225 i 232) da bi se »starost ovih erupcija mogla staviti u gornji miocen«, no uz ogradu da bi se naknadno trebali prezentirati pobliži dokazi za tu starost. Njegovo su mišljenje prihvatili i neki kasniji istraživači (Tajder, 1944, 1955 i 1959; Šparica et al., 1980).

(3) Majer i Tajder (1982) uspoređuju vulkanske stijene Požeške gore u načinu pojavljivanja s trijaskim vulkanitima Dinarida, te na taj način eksplicitno ukazuju na mogućnost da su one trijaske starosti.

(4) Pamić i Šparica (1983) iznose brojne primjere konkordantnog proslojavanja vulkanita i njihovih piroklastičnih produkata sa paleontološki sigurno dokumentiranim gornjokrednim, pretežno senonskim sedimentima sa čime se dokazuje da vulkaniti Požeške gore, zajedno s okolnim gornjokrednim sedimentima, predstavljaju jedinstvenu vulkanogenu-sedimentnu formaciju. Ta formacija, prema njihovim kasnijim podacima (Šparica & Pamić, 1986), leži horizontalno-reversno (navlačno?) preko okolnih neogenih sedimenata.

(5) Najnovija radiometrijska određivanja (Pamić et al., 1988), korišćenjem Rb-Sr metode, dala su starost riolita od 71.50 milijuna godina što odgovara mastrihtu. Iste su starosti i okolni alkalijsko-feldspatski graniti (aljaskiti).

Prema tome se može zaključiti da je gornjokredna, pretežno senonska starost vulkanita Požeške gore pouzdano određena geološkim i radiometrijskim metodama.

Petrografski podaci, koji su dosad objavljeni, međusobno nisu usklađeni u terminološkom pogledu. Bazične vulkanske stijene Tajder (1944) označava albitnim doleritima, pri izradi Osnovne geološke karte (Šparica et al., 1980) označene su dijabazima i spilitima, a te iste termine koriste Majer i Tajder (1982). Kisele efuzivne stijene Tajder (1955 i 1959) naziva albitnim riolitima, Šparica i suradnici (1980) albitporfirima, a Majer i Tajder (1982) kvarcnim keratofirima, uz koje spominju i prisustvo sasvim podređenih keratofira.

Dakle, bazične vulkanske stijene Požeške gore dosad su klasificirane kao dijabazi, albitni doleriti i spiliti, a kisele kao albitni rioliti, albitporfiri i kvarcni keratofiri. Prema tome, po tri različita naziva za iste stijene što u svakom slučaju dovodi do bespotrebne konfuzije.

Prema prijedlogu Streckeisena (1967 i 1973) bazične vulkanske stijene s bazičnim plagioklasom i klinopiroksenom trebale bi se označavati bazaltima, a u slučaju da imaju ofitnu (dijabaznu) strukturu ofitnim bazaltima. Termin dijabaz ili dolerit rezervirani su, po toj klasifikaciji, samo za hipabisalne bazične stijene bazaltnog sastava. Prema tom bi kriteriju stijene koje su Majer i Tajder (1982) označili dijabazima trebalo nazivati ofitnim bazaltima.

S druge strane, bazični vulkaniti s albitom i klinopiroksenom ± sekundarni minerali, po sugestijama Streckeisena (1967 i 1973) mogle bi se nazivati spilitima, naročito kada im je jasno izražen natrijski karakter. Stvarno je činjenica da jedan, čak veći dio bazičnih vulkanita ima jasno izražen natrijski karakter zbog prisustva albita te da pripada spilitima (tabela 1). No isto je tako činjenica da drugi dio tih bazičnih vulkanita ima povećan sadržaj kalijuma koji se penje i preko 2,7 % i snižen sadržaj natrijuma (i do 1,56 %), tako da ih se nikako ne bi moglo označiti spilitima.

Zbog toga, kao i zbog toga što mineralna parageneza tih stijena nije dosad u dovoljnjoj mjeri izučena, bilo bi realnije da se u sadašnjoj situaciji te stijene označe metabazaltima, kako to predlaže i Streckeisen (1973). Naša dosadašnja saznanja o izmjenama bazičnih efuzivnih stijena u uvjetima hidrotermalnog metamorfizma

oceanskog dna pokazuju da su one rezultat, ne samo intenzivne albitizacije nego i drugih procesa, naročito zeolitizacije pri kojoj nastaju kemijski raznovrsni minerali iz grupe zeolita (Coleman, 1977).

Kisele vulkanske stijene Požeške gore, u osnovi identičnog sastava, dosad su označavane albitnim riolitima, albitporfirima i kvarcnim keratofirima.

Budući da se radi o kiselim vulkanitima prezasićenim kvarcom, uz kojeg još dominiraju alkalijski glinenci-ortoklas i albit, to bi oni po prvem prijedlogu Streckeisena (1967) pripadali alkalijskim riolitima kao efuzivni ekvivalenti alkalijskih granita. No s druge strane, Streckeisen naglašava da alkalijski karakter magmatskih stijena prvenstveno definira prisustvo feldspatoida kojih nema u požeškim vulkanitima. Vjerojatno uviđajući i sâm svoju klasifikacijsku nedosljednost, on alkalijske granite u definitivno prihvaćenoj klasifikaciji plutonskih stijena označava alkalijsko-feldsatskim granitima (Streckeisen, 1973). Mada još ne postoji opća definitivno prihvaćena sistematika efuzivnih stijena, ipak bismo mogli, analogno navedenom kriteriju za intruzivne stijene, namjesto naziva alkalijski rioliti upotrijebiti adekvatniji termin alkalijsko-feldspatski riolit. Isto tako bi se onda moglo i intermedijarne efuzivne ekvivalente alkalijsko-feldspatskih sijenita označiti alkalijsko-feldspatskim trahitima.

Naziv alkalijsko-feldspatski riolit je zaista adekvatniji od naziva albitni riolit zato što u tim stijenama jako varira odnos između ortoklasa i albita, tako da kod nekih količina albita pada na svega 10–15 %, i obrnuto. Nazivi albitporfir i kvarcni keratofir, naročito onaj prvi, sve se manje primjenjuju u petrografskim klasifikacijama, i to samo za starije i izmijenjene vulkanske stijene koje su bile zahvaćene procesima albitizacije. Kako to nije slučaj s kiselim vulkanitima Požeške gore, to je onda najlogičnije, imajući u vidu sve gore navedeno, da ih se naziva alkalijsko-feldspatskim riolitima.

Na osnovi svega navedenog može se zaključiti da bi bazične vulkanske stijene Požeške gore trebalo nazivati ofitnim bazaltima, kada su svježe, i metabazaltima, kada su izmijenjene, dok bi kiselim pratiocima najviše odgovarao termin alkalijsko-feldspatski riolit.

Petrokemijsko-petrogenetska razmatranja proističu iz navedenih petrografskih podataka. Interesantno je istaći da je Tajder (194, 1955 i 1959) detaljno razmatrao složen problem geneze albita pri čemu se opredijelio za njegovo primarno, magmatsko porijeklo. Inače, on vulkanite Požeške gore nije promatrao cjelovito s pozicije formacija i vulkanskih serija.

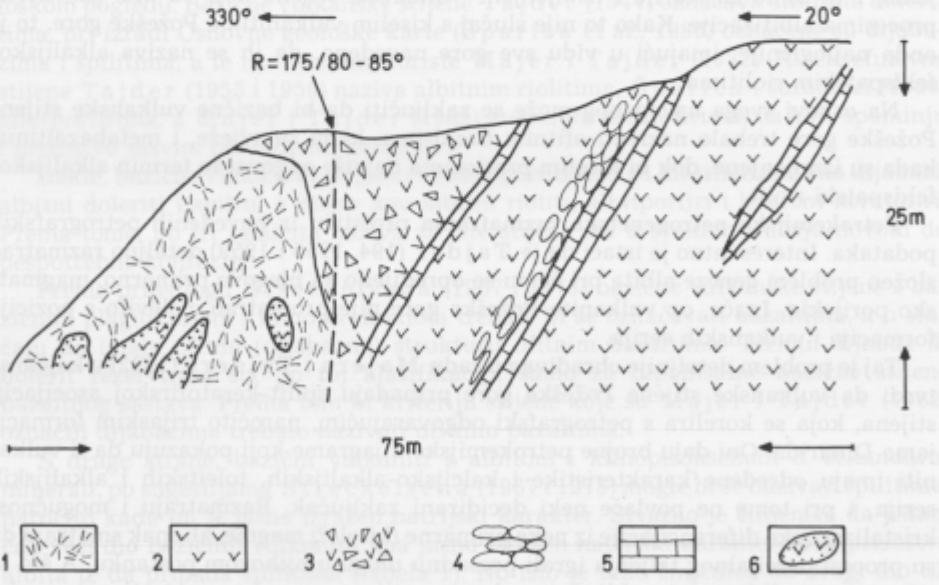
Taj je problem detaljnije obrađivan u radu Majera i Tajdera (1982) u kojem se tvrdi da vulkanske stijene Požeške gore pripadaju spilit-keratofirskoj asocijaciji stijena, koja se korelira s petrografski odgovarajućim, naročito trijaskim formacijama Dinarida. Oni daju brojne petrokemijske dijagrame koji pokazuju da ti vulkaniti imaju određene karakteristike i kalcijsko-alkalijskih, toleitskih i alkalijskih serija, i pri tome ne povlače neki decidirani zaključak. Razmatraju i mogućnost kristalizacijske diferencijacije iz neke primarne (kisele?) magme, ali ipak smatraju da su procesi parcijalnog taljenja igrali presudnu ulogu u njihovom postanku. A što se tiče geneze albita, oni zaključuju »da ove stijene moramo smatrati primarnim produktima jedne taljevine koje nisu u toku glavne magmatske faze ničim izmijenjene« (Majer & Tajder, 1982, 18).

Novi podaci

Prostorni odnos riolita i bazalta

Prema podacima Osnovne geološke karte (Šparica et al., 1980), rioliti i bazalti se javljaju kao zasebna veća, kilometarska tijela, tako da se mogu lako kartografski odvojiti (slika 1). Unutar riolita izdvojili su tri manja granitna tijela. Po novijim podacima granitne stijene zauzimaju veće površine (Pamić, 1988a), a rioliti i bazalti češće se izmjenjuju na manjim razmacima, uz često proslojavanje s gornjokrednim sedimentima (Pamić & Šparica, 1983). Zbog pokrivenosti nigdje se nije mogao na prirodnim izdancima pratiti izravan kontakt izmedju bazalta i riolita. U novije je vrijeme u danas jedino aktivnom kamenolomu u vulkanskim stijenama Požeške gore u potoku Pako, kod Vidovca, lijepo otkriven profil u kojem je moguće promatrati odnose izmedju bazalta i riolita (slika 2).

Na tom se profilu jasno vidi tektonski (rasjedni) karakter kontakta izmedju riolita i bazalta. Ovo je, u stvari, kontakt izmedju većih i jasno individualiziranih vulkanskih tijela jer se bazalti protežu daleko na jug, a rioliti na sjever i naročito na istok, sve do Pleternice. U južnom krilu rasjeda, koji pada 175/70–85°, dolaze zeleni metabazalti, mjestimice kao jastučastne lave, sa metarskim proslojcima crvenih globotrunkastih vapnenaca i šejlova. Metabazalti su u kontaktnom području intenzivno kataklazirani i milonitizirani, bliže kontaktu i jasno škriljavi. U sjevernom krilu rasjeda dolaze nekataklazirani rioliti koje u vršnim dijelovima prekrivaju



Sl. 2. Shematizirani geološki profil u kamenolomu Pako
1 alkalijsko-feldspatski rioliti; *2* bazalti i metabazalti; *3* rasjedna zona; *4* jastučaste bazaltne lave; *5* proslojci gornjokrednih sedimenata; *6* pokriveno

Fig. 2. Schematized geological cross-section in the Pako quarry
1 alkali feldspar rhyolite; *2* basalt and metabasalt; *3* fault zone; *4* basalt pillow lavas; *5* interlayers of Upper Cretaceous sediments; *6* covered

kataklazirani i djelomice škriljavi metabazalti rasjedne zone pa se dobiva utisak da su metabazalti nagurivani u pravcu sjevera preko riolita.

Već je ranije istaknuto (Pamić & Šparica, 1983) da konkordantno proslojavanje gornjokrednih, uglavnom senonskih globotrunkanskih vapnenaca i vulkanita (pretežno bazalta) dokazuje gornjokrednu starost submarinskog vulkanizma. Navedeni odnosi na prikazanom profilu pokazuju, i pored jasno izraženog rasjednog kontakta, da su izljevi bazalta i riolita produkti odvojenih i naizmjeničnih faza izljevanja i da su bazalti anklavirani u riolitima što dokazuje, bar na ovom profilu, da su bazaltni izljevi stariji od riolitnih. Budući da se radi o proslojavanju samo gornjokrednih globotrunkanskih vapnenaca na brojnim mjestima, to se ne može govoriti o nekim, vremenski jako odvojenim fazama izljevanja bazaltnih i riolitnih lava koja su se morala odvijati bez neke veće pravilnosti. Neke veće zakonitosti u toj polifaznosti teško je izvlačiti i zbog toga što je, kako je to već naprijed naglašeno, cjelokupni gornjokredni vulkanogeno-sedimentni kompleks alohtonog karaktera i time samo fragmentarno sačuvan.

Geokemijski podaci

Geokemijski podaci, odnosno sadržaji makroelemenata i mikroelemenata prikazani su u tabeli 1. Prvih se 19 analiza odnose na uzorke ofitnih bazalta i metabazalta te alkalijsko-feldspatskih riolita koje je ustupio kolega Majer za određivanje elemenata u tragovima. Analize 20 do 31 odnose se na naknadno sakupljene i analizirane uzorke samo riolitnih stijena.

Makroelementi. Prvih 10 analiza u priloženoj tabeli prikazuju kemizam bazalta i metabazalta. Sadržaji glavnih komponenti pokazuju uobičajene varijacije karakteristične za bazične stijene. Dok bazalti imaju ujednačeniji sadržaj alkalijskih elemenata i dosta visok odnos $Na_2O:K_2O$, dotle metabazalti imaju najčešće dosta povećanu količinu alkalijskih elemenata, uz promjenljiv odnos natrija i kalija, vjerojatno kao rezultat naknadnih postkonsolidacionih promjena.

Od ostalih stijena, samo jedna (analiza 11, tabela 1) odgovara neutralnim, a sve ostale (analize 12 do 31) pripadaju kiselim vulkanitima – alkalijsko-feldspatskim riolitima. Na priloženom dijagramu $SiO_2 : Na_2O+K_2O$ (Le Bas et al., 1986) najveći dio tih stijena pada u polje riolita (slika 3). Sadržaji SiO_2 tih stijena najčešće kolebaju u rasponu od 73 do 77 %, a srednja vrjednost iznosi oko 74 % (bez sadržaja vode) po čemu pripadaju visokosilicijskim, odnosno silicijem bogatim riolitima (Hildereth, 1981). Alkalijsko-feldspatski rioliti Požeške gore odlikuju se sniženim udjelom CaO (srednja vrjednost 0,65 %) i povišenim sadržajem alkalijskih elemenata (srednji sadržaji: $Na_2O = 4{,}34$ % i $K_2O = 4{,}13$ %) po čemu se jasno razlikuju od riolita kalcijsko-alkalijskih serija. To nam najbolje ilustrira priloženi dijagram $SiO_2 : Na_2O+K_2O$ (Miyashiro, 1874), na kojem sve točke bazalta, metabazalta i najveći dio alkalijsko-feldspatskih riolita padaju u polje stijena alkalijskih vulkanskih serija (slika 4). Pri tome treba imati na umu da je ovakvo ponašaje bazaltnih stijena prvenstveno uvjetovano naknadnim obogaćenjem alkalijskim elementima, posebno natrijem.

Alkalijsko-feldspatski rioliti Požeške gore po kemijskom sastavu jako su slični okolnim alkalijsko-feldspatskim granitima (aljaskitima) što ilustriraju njihove srednje vrjednosti (analize 32 i 33, tabela 1). Suma alkalija je gotovo identična (oko 8,5 %) s malim razlikama u odnosu na sadržaj SiO_2.

Iz iznesenih podataka o sadržaju glavnih komponenti vidi se jasno da među vulkanitima Požeške gore dolaze praktički samo bazaltne i riolitne stijene. Mada se

Tabela 1. Sadržaj makroelemenata (u %) i mikroelemenata (u ppm) požeških bazalta, metabazalta i alkalijsko-feldspatskih riolita

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
1.	45,79	1,59	18,76	1,68	7,30	0,13	7,77	9,53	2,54	0,88	0,22	4,89
2.	47,50	1,66	15,81	5,04	6,18	0,11	7,35	10,61	2,87	0,59	0,20	2,43
3.	47,60	1,44	16,35	3,26	9,10	0,24	10,16	0,67	1,56	2,51	0,15	6,95
4.	51,93	1,50	17,19	2,22	5,41	0,10	4,58	6,52	4,12	1,94	0,43	3,73
5.	48,66	2,23	15,58	4,30	6,06	0,13	4,56	6,64	5,32	0,87	0,28	5,11
6.	47,27	1,64	18,41	2,52	5,08	-	6,40	7,80	4,12	1,30	0,29	5,38
7.	49,25	2,08	15,86	5,19	6,47	0,16	5,08	6,27	4,44	1,54	0,61	3,10
8.	46,02	1,89	15,29	3,52	7,03	0,09	5,59	10.13	4,02	0,97	0,38	5,38
9.	45,64	3,11	19,64	1,21	8,00	0,04	7,20	3,87	3,16	2,78	0,18	5,37
10.	50,42	1,22	15,61	1,95	5,64	0,07	5,51	0,45	4,26	3,11	0,32	3,85
11.	59,28	0,79	19,69	1,56	2,27	0,03	3,15	0,57	4,35	5,26	0,20	2,68
12.	68,07	0,51	15,60	0,91	2,18	0,04	1,23	0,53	4,66	4,79	0,14	1,25
13.	71,19	0,35	14,95	1,51	0,42	-	-	0,07	3,08	7,68	0,13	0,76
14.	71,56	0,42	15,02	2,08	0,42	-	0,17	0,27	5,30	4,53	0,19	0,77
15.	71,44	0,59	15,40	1,09	0,85	-	0,12	0,53	5,28	3,87	0,05	0,88
16.	73,25	0,60	12,35	2,86	0,60	0,04	1,40	1,44	5,32	0,51	0,27	1,24
17.	74,62	0,46	14,01	1,06	1,07	0,02	0,80	0,40	6,35	0,32	0,17	0,68
18.	69,86	0,80	14,09	1,86	1,41	0,04	1,21	3,45	4,16	1,48	0,24	1,31
19.	72,22	0,51	12,43	2,16	0,86	-	0,44	0,93	3,08	6,59	0,48	0,60
20.	71,65	0,24	14,28	2,52	0,82	0,01	0,20	0,42	4,00	4,04	0,25	1,41
21.	69,48	0,29	14,41	2,64	1,72	0,02	0,25	0,73	4,00	4,14	0,41	1,81
22.	84,36	0,08	4,96	2,19	0,18	0,02	0,16	0,60	3,24	2,92	0,14	0,45
23.	71,64	0,20	13,39	2,18	0,91	0,01	0,22	0,62	1,72	7,98	0,33	0,59
24.	70,95	0,19	13,26	2,56	1,65	0,04	1,55	0,75	6,27	0,89	0,33	1,62
25.	76,52	0,18	9,05	1,53	1,22	0,02	0,18	0,80	3,36	5,48	0,22	1,13
26.	73,35	0,11	10,18	1,62	0,78	0,03	0,93	1,06	3,62	4,42	0,16	3,46
27.	73,53	0,14	12,49	1,81	1,24	0,01	0,13	0,69	3,92	4,82	0,12	0,81
28.	76,51	0,10	12,24	1,17	0,75	0,01	0,11	0,59	3,58	3,78	0,06	0,99
29.	81,16	0,09	8,42	1,61	0,16	0,01	0,10	0,46	1,50	5,68	0,11	0,53
30.	77,05	0,16	9,18	1,71	1,51	0,01	0,07	0,49	2,94	5,48	0,19	1,22
31.	77,97	0,16	9,44	1,19	0,55	0,02	0,12	0,58	3,74	4,92	0,27	0,75
32.	73,06	0,36	13,00	1,69	0,95	0,02	0,51	0,64	4,34	4,13	0,18	1,04
33.	70,20	0,37	15,34	2,70	0,29	-	0,27	0,50	5,06	3,36	-	1,74

Table 1. Major element (in wt. percents) and trace element contents (in ppm) of basalts, metabasalts and alkali feldspar rhyolites

Suma	Ag	Au	Ba	Ce	Cu	Cr	Ga	La	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Zn	Zr	Y
100,24	nd	nd	61	8	179	223	6	-	-	26	64	21	152	134	95	20
100,33	nd	nd	46	8	44	365	-	5	-	35	72	13	24	361	80	28
99,99	nd	nd	399	45	34	-	18	-	-	-	60	84	64	122	154	30
100,39	nd	nd	107	12	43	185	-	-	-	20	43	48	195	300	63	39
99,75	nd	nd	64	10	646	199	-	-	-	18	79	15	202	506	70	27
100,30	nd	nd	80	-	198	448	13	-	-	68	72	58	311	139	142	35
100,05	nd	nd	136	20	80	190	-	18	-	22	89	29	381	205	130	30
100,28	nd	nd	67	12	165	461	-	3	30	44	56	18	366	156	33	32
100,20	nd	nd	2304	30	216	-	-	-	-	-	-	28	48	129	230	31
100,41	nd	nd	335	27	39	-	6	-	37	-	47	76	58	97	167	31
99,77	nd	nd	296	42	135	-	14	22	44	-	20	115	51	135	450	42
100,01	nd	nd	371	60	248	41	7	22	-	-	7	91	26	169	295	30
100,14	nd	nd	441	46	61	-	11	18	-	-	-	122	38	69	225	31
100,73	nd	nd	406	38	61	-	-	4	-	-	16	86	28	-	309	29
100,10	nd	nd	228	50	20	-	10	14	-	-	-	69	26	11	243	25
99,90	nd	nd	134	19	283	24	-	13	34	-	-	89	63	178	149	16
99,96	nd	nd	43	28	34	-	-	13	48	-	29	30	25	42	153	27
99,91	nd	nd	203	34	27	-	10	10	-	-	10	28	138	35	299	20
100,30	nd	nd	339	49	76	-	6	8	-	-	-	79	37	63	194	28
99,89	-	10	40	nd	18	-	nd	nd	22	-	24	37	1075	22	949	18
99,90	11	-	396	nd	81	-	nd	nd	-	-	36	15	339	87	1546	22
99,60	-	9	-	nd	15	-	nd	nd	-	-	40	6	162	20	1220	81
99,79	-	-	35	nd	493	-	nd	nd	21	-	16	150	91	42	169	40
100,06	-	11	165	nd	24	-	nd	24	20	-	21	10	92	98	710	70
99,67	16	-	125	nd	27	-	nd	nd	21	-	41	3	340	77	322	21
99,72	-	6	188	nd	19	-	nd	nd	25	-	73	18	71	35	554	40
99,71	20	22	48	nd	68	-	nd	nd	-	-	51	30	325	115	204	36
99,90																
99,82	-	-	252	nd	41	-	nd	nd	-	-	33	280	31	133	258	66
100,01	-	11	58	10	82	-	nd	nd	21	-	-	15	329	88	448	22
99,71	13	9	91	nd	84	-	nd	nd	16	-	-	36	350	93	215	32
99,92	15	8	188	37	93	-	-	-	-	-	-	21	64	72	469	35
99,83												94	63		418	25

Harkerovi varijacioni dijagrami najčešće koriste da bi pokazali postupnost promjena u kemijskom sastavu, mi smo na njih ucrtali raspoložive podatke za vulkanite Požeške gore (slika 5). Iz tih se dijagrama jasno uočava njihov kontrastni sastav kojeg definiraju dva jasno odvojena polja – bazaltno i riolitno između kojih se nalazi samo jedna jedincata trahitna stijena. Intermedijarne stijene sa sadržajem SiO_2 od 52 do 68 % praktički se uopće ne susreću.

Mikroelementi. Kao što se bazaltne i riolitne stijene oštro odvajaju u sadržaju glavnih komponenti, tako se oni jasno odvajaju i po sadržaju elemenata u tragovima.

Ofitni bazalti i metabazalti pokazuju uobičajena variranja mikroelemenata karakteristična za bazične vulkanske stijene, uz rijetke izuzetke (npr. Ba, vjerojatno kao rezultat naknadnog privođenja). Posebno su interesantni imobilni elementi na osnovi kojih se u novije vrijeme razmatraju problemi geotektonskog položaja vulkanskih serija. U tom smislu smo koristili diskriminacioni dijagram Ti:Zr:Y (Pearce & Cann, 1973) na kojem točke bazičnih vulkanita Požeške gore pokazuju određena rasipanja pri čemu se ipak jasno vidi da njihov najveći broj pada u polje D i oko njega, tj. u polje kontinentalnih bazalta i oceanskog otočja (slika 6 a). I na drugom diskriminacionom dijagramu Zr:Zr/Y (Pearce & Norry, 1979) točke požeških bazalta se rasipaju i jedna polovica pada u polje kontinentalnih bazalta, a druga u polje bazalta srednjooceanskih hrbtova (slika 6 b).

Iz gornjih se podataka ne može povući potpuno jednoznačan zaključak, mada su na oba posljednja dijagrama jako istaknuti režimi stabilnih kontinentalnih područja i oceanskog otočja. Možda ova nejednoznačnost u definiranju ukazuje na specifičnost geotektonskog režima formiranja bazalt-riolitne asocijacije Požeške gore.

Distribucija elemenata u tragovima sasvim je drukčija u alkalijsko-feldspatskim riolitima negoli u prodiskutiranim bazaltnim stijenama. U njima praktički nema Cr i Ni; neki mikroelementi pokazuju znatno veće sadržaje nego kod bazalta, kao primjerice Ba, Ce, La, a naročito Zr, dok su udjeli nekih mikroelemenata smanjeni: Cu, Pb i Zn. Interesantno je istaći da Rb pokazuje jako velika variranja od 11 do skoro 150 ppm, no ona su, u stvari, najvećim dijelom zavisna od sadržaja K_2O što lijepo ilustrira priloženi dijagram (slika 7). Na njem se vidi da je količina Rb uglavnom u izravnoj proporciji sa sadržajem K_2O što dokazuje da je Rb dispergiran uglavnom u ortoklasu.

Važno je istaći da alkalijsko-feldspatski rioliti sadrže povećanu količinu zlata i srebra koja je bila određivana samo u novoanaliziranim uzorcima (analize 20 do 31, tabela 1). Od ukupno 11 ispitanih primjeraka, Au i Ag nisu utvrđeni samo u dvije stijene. Udjeli srebra variraju od 13 do 20 ppm, a zlata od 6 do 22 ppm. Ovako povišeni sadržaji ta dva plemenita metala su iznenađujući za naše prilike, no izgleda

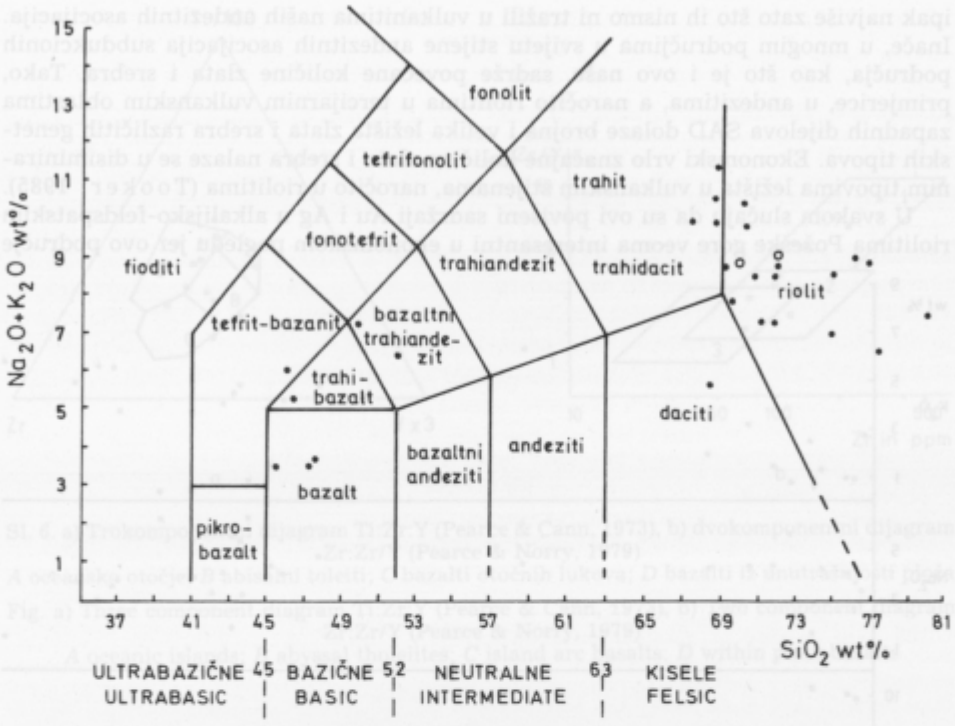
---

Objavljene analize (Majer & Tajder, 1982): *1, 2* ofitni bazalti; *3* do *10* metabazalti; *11* alkalijsko-feldspatski trahit; *12* do *19* varijeteti alkalijsko-feldspatskih riolita

Nove analize: *20* do *22* holokristalno porfirni alkalijsko-feldspatski rioliti; *23* do *25* isto, no s malo utrusaka; *26, 27* afirski alkalijsko-feldspatski rioliti; *28, 29* perlitsko-sferulitski alkalijsko-feldspatski rioliti; *30, 31* riolitne tufolave; *32* srednji sastav alkalijsko-feldspatskih riolita; *33* srednji sastav alkalijsko-feldspatskih granita

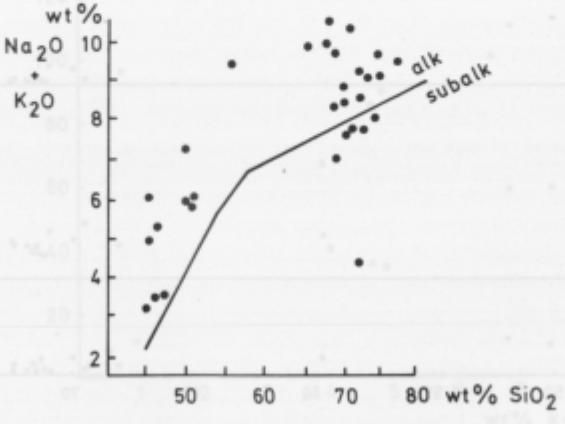
Published analyses (Majer & Tajder, 1982): *1, 2* ophitic basalts; *3* to *10* metabasalts; *11* alkali feldspar trachyte; *12* to *19* varieties of alkali feldspar rhyolites

New analyses: *20* to *22* holocrystalline porphyritic alkali feldspar rhyolites; *23* to *25* the same rocks but with a few phenocrysts; *26, 27* aphyric alkali feldspar rhyolites; *28, 29* perlitic and spherulitic alkali feldspar rhyolites; *30, 31* rhyolitic tuff-lavas; *32* average alkali feldspar rhyolite; *33* average alkali feldspar granite



Sl. 3. Dijagram SiO_2 : Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1986)

Fig. 3. The total alkali-silica diagram (Le Bas et al., 1986)

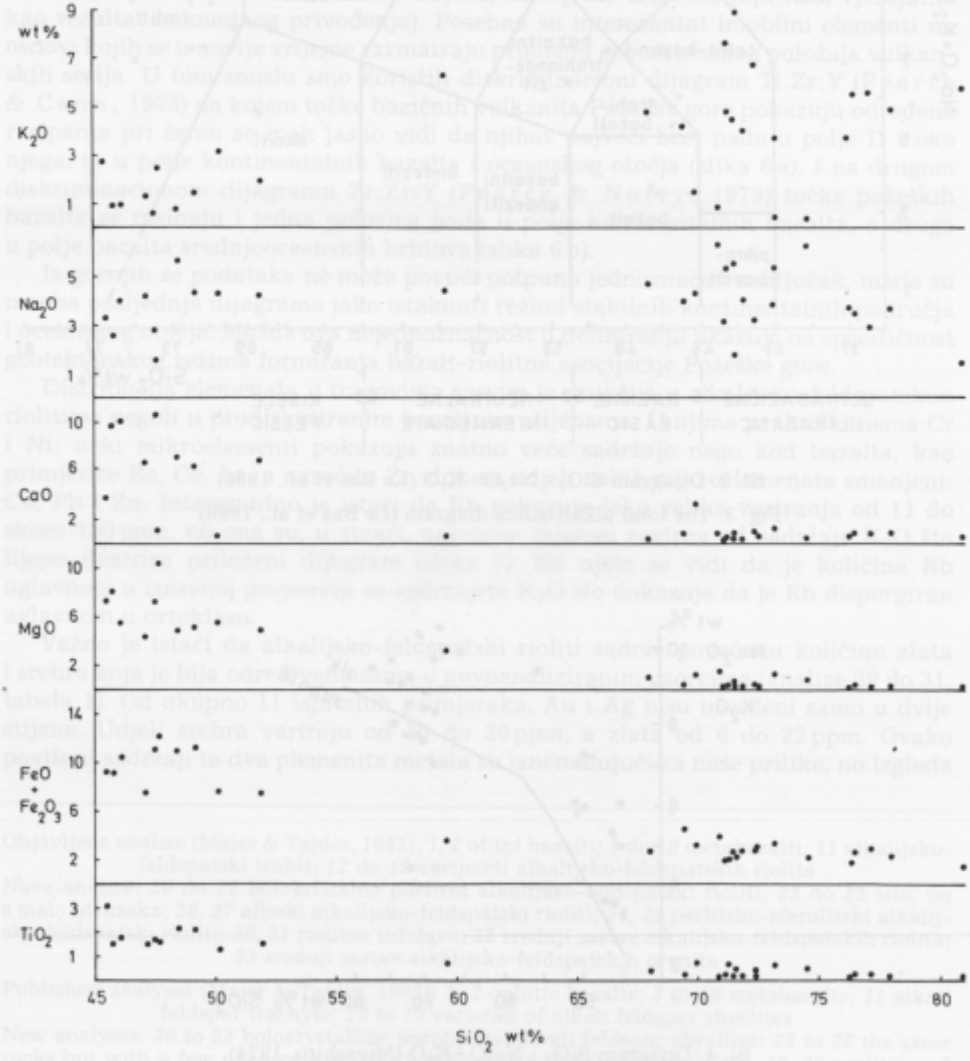


Sl. 4. Dijagram SiO_2 : Na_2O+K_2O (Miyashiro, 1974)

Fig. 4. The diagram SiO_2 versus Na_2O+K_2O (Miyashiro, 1974)

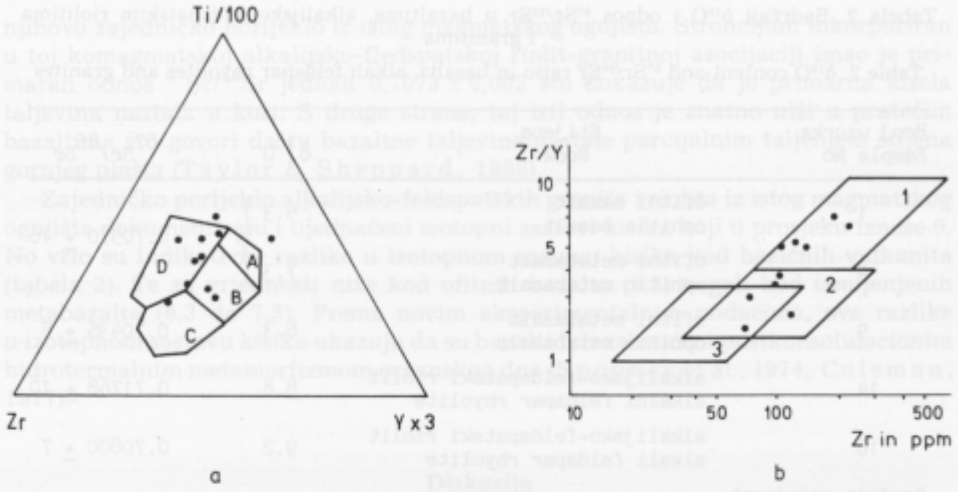
ipak najviše zato što ih nismo ni tražili u vulkanitima naših andezitnih asocijacija. Inače, u mnogim područjima u svijetu stijene andezitnih asocijacija subdukcionih područja, kao što je i ovo naše, sadrže povećane količine zlata i srebra. Tako, primjerice, u andezitima, a naročito riolitima u tercijarnim vulkanskim oblastima zapadnih dijelova SAD dolaze brojna i velika ležišta zlata i srebra različitih genetskih tipova. Ekonomski vrlo značajne količine zlata i srebra nalaze se u disiminiranim tipovima ležišta u vulkanskim stijenama, naročito u riolitima (Tooker, 1985).

U svakom slučaju da su ovi povišeni sadržaji Au i Ag u alkalijsko-feldspatskim riolitima Požeške gore veoma interesantni u ekonomskom pogledu jer ovo područje



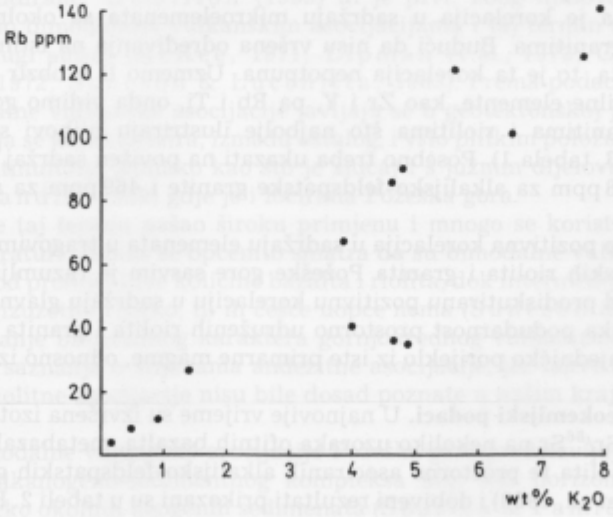
Sl. 5. Harkerovi dijagrami za vulkanske stijene Požeške gore

Fig. 5. Harker's diagrams for volcanic rocks from Požeška gora



Sl. 6. a) Trokomponentni dijagram Ti:Zr:Y (Pearce & Cann, 1973), b) dvokomponentni dijagram Zr:Zr/Y (Pearce & Norry, 1979)
A oceansko otočje; *B* abisalni toleiti; *C* bazalti otočnih lukova; *D* bazalti iz unutrašnjosti ploča

Fig. a) Three component diagram Ti:Zr:Y (Pearce & Cann, 1973), b) Two component diagram Zr:Zr/Y (Pearce & Norry, 1979)
A oceanic islands; *B* abyssal tholeiites; *C* island arc basalts; *D* within plate basalts



Sl. 7. Dijagram K_2O : Rb za alkalijsko-feldspatske riolite

Fig. 7. The diagram K_2O versus Rb for alkali feldspar rhyolites

Tabela 2. Sadržaji $\delta^{18}O$ i odnos $^{87}Sr/^{86}Sr$ u bazaltima, alkalijsko-feldspatskim riolitima i granitima

Table 2. $\delta^{18}O$ content and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in basalts, alkali feldspar rhyolites and granites

Broj uzorka Sample No	Stijena Rock	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	ofitni bazalt ophitic basalt	5.3	0.70570 ± 16
4	ofitni metabazalt ophitic metabasalt	7.3	
9	ofitni metabazalt ophitic metabasalt	6.3	0.70435 ± 5
14	alkalijsko-feldspatski riolit alkalni feldspar rhyolite	8.8	0.71768 ± 10
16	alkalijsko-feldspatski riolit alkali feldspar rhyolite	9.2	0.70800 ± 7
Srednja vrjednost 3 uzorka Average value of 3 samples	alkalijsko-feldspatski graniti alkali feldspar granites	9.0	0.70900 ± 11

Brojevi uzoraka isti kao u tabeli 1
The same numbers of samples as in Table 1

čine perspektivnim za detaljna i sistematska geokemijsko-metalogenetska istraživanja. No metalogenetska evaluacija tih podataka izlazi iz okvira ovog članka, to tim više što se radi o inicijalnim podacima koji su dobiveni na nedovoljno sistematski uzrokovanim primjercima.

Interesantna je korelacija u sadržaju mikroelemenata sa okolnim alkalijsko-feldspatskim granitima. Budući da nisu vršena određivanja na istim asocijacijama mikroelemenata, to je ta korelacija nepotpuna. Uzmemo li u obzir zajedničke određivane imobilne elemente, kao Zr i Y, pa Rb i Ti, onda vidimo gotovo identične sadržaje u granitima i riolitima što najbolje ilustriraju njihovi srednji sadržaji (analize 32 i 33, tabela 1). Posebno treba ukazati na povišen sadržaj Zr koji u prosjeku iznosi 418 ppm za alkalijsko-feldspatske granite i 469 ppm za alkalijsko-feldspatske riolite.

Ova izrazito pozitivna korelacija u sadržaju elemenata u tragovima između alkalijsko-feldspatskih riolita i granita Požeške gore sasvim je razumljiva ako imamo u vidu naprijed prodiskutiranu pozitivnu korelaciju u sadržaju glavnih komponenti. Ova geokemijska podudarnost prostorno udruženih riolita i granita svakako dokazuje njihovo zajedničko porijeklo iz iste primarne magme, odnosno iz istog magmatskog ognjišta.

Izotopno-geokemijski podaci. U najnovije vrijeme su izvršena izotopna određivanja kisika i $^{87}Sr/^{86}Sr$ na nekoliko uzoraka ofitnih bazalta, metabazalta i alkalijsko-feldspatskih riolita te prostorno asociranih alkalijsko-feldspatskih granita Požeške gore (P a m i ć et al., 1988) i dobiveni rezultati prikazani su u tabeli 2. Rb-Sr podaci za tri uzorka alkalijsko-feldspatskih granita i dva uzorka riolita definiraju idealno pravolinijsku izohronu koja daje izotopnu starost od 71,5 ± 2,8 milijuna godina što odgovara mastrihtu. Dakle, i graniti i rioliti leže na istoj Sr-izohroni što dokazuje

njihovo zajedničko porijeklo iz istog magmatskog ognjišta. Stroncijum inkorporiran u toj komagmatskoj alkalijsko-fledspatskoj riolit-granitnoj asocijaciji imao je primaran odnos $^{87}Sr/^{86}Sr$ jednak $0,7073 \pm 0,002$ što dokazuje da je primarna kisela taljevina nastala u kori. S druge strane, taj isti odnos je znatno niži u pratećim bazaltima što govori da su bazaltne taljevine nastale parcijalnim taljenjem stijena gornjeg plašta (Taylor & Sheppard, 1986).

Zajedničko porijeklo alkalijsko-feldspatskih granita i riolita iz istog magmatskog ognjišta dokumentiraju i ujednačeni izotopni sastavi kisika koji u prosjeku iznose 9. No vrlo su indikativne razlike u izotopnom sastavu kisika kod bazičnih vulkanita (tabela 2). Te su vrjednosti niže kod ofitnih bazalta (5,3) negoli kod izmijenjenih metabazalta (6,3 do 7,3). Prema novim eksperimentalnim podacima, ove razlike u izotopnom sastavu kisika ukazuju da su bazalti bili zahvaćeni postkonsolidacionim hidrotermalnim metamorfizmom oceanskog dna (Spooner et al., 1974, Coleman, 1977).

Diskusija

Naprijed prikazani analitički podaci pokazuju da se gornjokredna vulkanska asocijacija Požeške gore ističe kontrastnim sastavom, jer u njoj dolaze bazični vulkaniti-ofitni bazalti i metabazalti, s jedne strane, i kiseli alkalijsko-feldspatski rioliti, s druge strane. Gill (1979), u svojoj monografiji o orogenim andezitima, među stijenama andezitne asocijacije izdvaja tri grupe, odnosno subprovincije: (1) monotonu andezitnu, (2) izdiferenciranu bazalt-andezit-dacit-riolitnu, i (3) kontrastnu bazalt-andezitnu. Dakle, po njegovim shvaćanjima bazalt-riolitne asocijacije predstavljaju samo varijantu andezitnih asocijacija, mada u njima nema praktički andezita. Te bazalt-riolitne asocijacije često se susreću u zapadnim dijelovima SAD, gdje su detaljno studirane. Hamilton (1965) ih je prvi, zbog njihovog kontrastnog sastava, označio bimodalnim vulkanskim asocijacijama i taj termin su kasnije preuzeli brojni drugi autori (McKee, 1971; Lipman et al., 1972; Christiansen & Lipman, 1972; Suneson & Lucchitta, 1983). Prema podacima navedenih autora, bimodalne vulkanske asocijacije javljaju se u geotektonskoj jedinici »Basen and Range« koja se karakterizira, između ostalog, i vrlo plitkim položajem Mohorovičićevog diskontinuiteta, jednako kao što je slučaj i s južnim dijelovima Panonskog bazena (Roksandić, 1969) gdje je i locirana Požeška gora.

Postupno je taj termin našao široku primjenu i mnogo se koristi u petrološkoj i geološkoj literaturi. Danas se općenito smatra da su bimodalne vulkanske asocijacije izgrađene od promjenljive količine bazalta i riolita, dok intermedijarne stijene, ili dolaze uz njih izuzetno rijetko, ili ih češće uopće nema (Suneson & Lucchitta, 1983). Utvrđivanje bimodalnog karaktera gornjokrednog vulkanizma Požeške gore proširuje naša saznanja o stijenama andezitne asocijacije, jer takve alpinske bimodalne bazalt-riolitne asocijacije nisu bile dosad poznate u našim krajevima (Karamata, 1962).

Stijene bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore predstavljaju članove gornjekrednog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa koji leži horizontalno-reversno (navlačno?) preko okolnih neogenih sedimenata (Šparica & Pamić, 1986). Slične gornjokredne vulkanogeno-sedimentne komplekse nalazimo odmah južno od Save u području sjeverne Bosne, u okviru prostrane zone gornjokredno-paleogenih flišnih kompleksa (Jelaska, 1978). Nije isključeno da gornjokredni vulkanogeno-sedi-

mentni kompleks Požeške gore predstavlja fragment koji je tektonski transportiran s juga iz spomenute zone gornjokredno-paleogenih fliševa.

U ovakvoj geodinamskoj interpretaciji treba naglasiti da se sedimenti gornjokredno-paleogenog fliša i prostorno udružene magmatske stijene mogu genetski, odnosno paleogeografski vezati za područje drevnog žlijeba, odnosno subdukcione zone čije relikte danas nalazimo u sjevernim Dinaridima, u zoni Prosara–Motajica–Cer–Bukulja (Pamić, 1977, 1987 i 1988 b). Relikte te subdukcione zone, odnosno drevnog magmatskog luka definiraju nam stijene alpinske granit-granodioritne i andezitne asocijacije.

Dakle, gornjokrednu bimodalnu vulkansku asocijaciju Požeške gore možemo genetski vezati za završne stadije subdukcionih procesa koji su se odigravali u području današnjih sjevernih Dinarida i nakon kojih su započeli ekstenzioni procesi koji su doveli do formiranja današnjeg Panonskog bazena (Royden et al., 1983). Vjerojatno su baš ovim ekstenzionim procesima tvorevine gornjokrednog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa tektonski transportirane i dovedene u svoj današnji strukturni položaj.

Stijene bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore mogu se, ne samo po svojim geokemijsko-petrološkim karakteristikama, nego i po svom geotektonskom položaju i geodinamskoj evoluciji korelirati s odgovarajućim tvorevinama u zapadnim dijelovima SAD. Lipman (1980) je, sumirajući sve podatke za bimodalne vulkanske asocijacije tog područja, došao do zaključka da su one vezane za ekstenzione procese koji su se započeli odigravati u uvjetima marginalnih (»back-arc«) bazena kada su subdukcioni procesi dosegli kritičnu minimalnu vrjednost.

Postanak stijena bimodalne vulkanske asocijacije danas se objašnjava na različite načine: parcijalnim taljenjem, kristalizacijskom diferencijacijom i porijeklom iz različitih izvorišnih područja, npr. bazaltne taljevine iz gornjeg plašta, a riolitne iz kontinentalne kore (Suneson & Lucchitta, 1983). Prikazani analitički podaci za stijene bimodalne vulkanske asocijacije Požeške gore govore u prilog ove posljednje pretpostavke, tj. da bazalti potječu iz plaštnih taljevina, a rioliti iz kiselih taljevina nastalih parcijalnim taljenjem kore. Ovakvo mišljenje egzaktno dokumentiraju podaci o izotopnom sastavu Sr (tabela 2).

Prema tim podacima bi bazaltne taljevine vukle porijeklo iz stijena gornjeg plašta. Irving i Green (1976) su dokazali da se problem razmatranja porijekla bazaltnih taljevina može promatrati, ne samo na izotopno-geokemijskim podacima, već i na osnovi Mg-vrjednosti ($= 100\ Mg/Mg + Fe^{2+}$) koje iznose od 66 do 75 u bazaltnim taljevinama koje su u ravnoteži sa nedepletiranim plaštnim lercolitima. U našem slučaju su Mg-vrjednosti nešto niže i variraju u rasponu od 44 do 64 što ukazuje da bazaltne taljevine ne potječu od nedepletiranog lercolita nego od nekog drugog plaštnog materjala.

Riolitne taljevine su morale nastati parcijalnim taljenjem stijena kontinentalne kore što dokazuje primarni odnos $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7073$. Taj je odnos dobiven iz idealne Sr-izohrone koja je dobivena izotopnim mjerenjima na alkalijsko-feldspatskim riolitima i okolnim granitima što dokazuje njihovo zajedničko porijeklo iz istog magmatskog ognjišta. Prema nekim mišljenjima (Suneson & Lucchitta, 1983), parcijalno taljenje koje je dalo krustalnu kiselu taljevinu bilo je pospješeno izdizanjem i dovođenjem u viši nivo visokotemperiranih bazaltnih taljevina.

Ta činjenica o zajedničkom porijeklu alpinskih alkalijsko-feldspatskih riolita i okolnih granita otvara dodatne petrološke probleme. Naime, ti graniti, prema novijim genetskim klasifikacijama, pripadaju familiji A-granita (Collins et al.,

1983; Pamić, 1988a) čiji genetski odnos prema I (plaštnim) i S (krustalnim) granitima danas još nije potpuno razjašnjen. S druge strane, stijene alpinske granit-granodioritne asocijacije u okolnoj zoni Prosara–Motajica–Cer–Bukulja imaju sve karakteristike S-granita, tj. potječu od magmi koje su nastale parcijalnim taljenjem krustalnog materjala. Budući da alkalijsko-feldspatski rioliti i graniti Požeške gore predstavljaju komagmatske alpinske tvorevine, što dokazuju izotopno-geokemijski podaci, onda se na našem primjeru može zaključiti da A-graniti imaju krustalno porijeklo, odnosno da se mogu derivirati kao diferencijati iz S-taljevina. Taj naš primjer, kao i slični primjeri u svijetu, gdje se uz granite javljaju i odgovarajući efuzivni ekvivalenti (Wyborn et al., 1981), pokazuju da i kisele vulkanske stijene mogu nastati iz kiselih taljevina različitog porijekla, u konkretnom slučaju iz A-granitoidnih taljevina.

Some geochemical features of the Upper Cretaceous bimodal volcanic association from the Požeška Gora Mt. in Slavonija (northern Croatia, Yugoslavia)

The Požeška Gora Mt. (PG Mt.), which is located in the southern part of the Pannonian basin not far from the river Sava, consists mostly of Neogene sediments with a volcanic mass in its central parts. The volcanic mass (Figure 1) covers a surface area of about 30 km^2 and it represents a part of the Upper Cretaceous volcano-sedimentary complex which is thrust onto Neogene sediments (Šparica & Pamić, 1983). The volcanic body consists of basic and acid extrusive rocks which are in many places interlayered with pyroclastic rocks and Upper Cretaceous, mostly Senonian globotruncana limestones and shales (Pamić & Šparica, 1983). The volcanics are cut by small bodies of comagmatic alkali feldspar granites (Pamić, 1988a). Most recent isotope determinations (Pamić et al., 1988) on these comagmatic rocks gave a Sr-isochron age of 71.5 Ma which corresponds to the Maestrichtian. Accordingly, geologic and radiometric data are concordant and they precisely define the Upper Cretaceous age of the magmatic activity.

The presented geological map of the PG Mt. (Figure 1) demonstrates that basalts and rhyolites occur as large mappable units. However, small-scale interlayering of basalts, rhyolites and sediments can be seen on some exposures (Firuge 2).

Petrology and Geochemistry

Basic volcanic rocks are represented mostly by ophitic metabasalts with relict ophitic basalts which are associated nearly with the same quantity of alkali feldspar rhyolites. Major and trace element data for these volcanic rocks are presented in Table 1.

Major element data. The first 10 analyses in Table 1 demonstrate the chemical composition of basic volcanic rocks. Ophitic metabasalts have a higher content of alkali elements than unaltered ophitic basalts; the former have increased Na_2O:K_2O ratio, but some of them contain 2.7 percent of K_2O.

Analyses 12 to 31 in Table 1 illustrate the chemical composition of acid volcanic rocks which fall on the SiO_2 : Na_2O+K_2O diagram (Le Bas et al., 1986) mostly in the field of rhyolites (Figure 3). They represent high-silica rhyolites (Hildereth, 1981),

because their SiO_2 content averages 74 percent; according to Miyashiro's (1974) diagram they belong to alkali volcanic rock series (Figure 4).

Alkali feldspar rhyolites of the PG Mt. are very similar in chemical composition to the surrounding alkali feldspar granites. Both groups of rocks have the same total of Na_2+K_2O and nearly the same SiO_2 content (analyses 32 and 33, table 1).

Consequently, the Upper Cretaceous volcanic association of the PG Mt. has a contrast composition what is demonstrated by the presented Harker's diagrams (Figure 5). They also demonstrate that intermediate volcanics with the range of SiO_2 content from 52 to 68 percent are practicaly absent.

Trace element data are also presented in Table 1. Ophitic metabasalts and basalts show a normal variation in trace element contents which is characteristic of basic igneous rocks. Some discrimination diagrams (Pearce & Cann, 1973; Pearce & Norry, 1979) based on immobile trace elements were used for the consideration of geotectonic settings. On the Ti:Zr:Y and Zr : Zr/Y diagrams (Figure 6a and b) points of basalts and metabasalts are scattered in the fields of within plate and oceanic island basalts.

The trace element distribution in alkali feldspar rhyolites is quite different. Some of the trace elements display great variation, as for example, Rb between 11 to 150 ppm, depending mostly on the K_2O variation (Figure 7). It is interesting to note that the rhyolites contain increased quantities of gold (6 to 22 ppm) and silver (13 to 20 ppm), what makes the area of PG Mt. promising for a future geochemical-metallogenical exploration.

There is a positive correlation in some immobile trace element contents, as for example Zr, Y, Rb and Ti between alkali feldspar rhyolites and surrounding alkali feldspar granites (analyses 32 and 33, Table 1). It must be emphasized that both the rhyolites and granites contain increased quantities of Zr averaging 418 and 469 ppm. This positive correlation in trace element contents indicates that rhyolites and granites are comagmatic, i.e. they originated from the same magma chamber.

Isotope-geochemical data. Most recently the determination of oxygen and strontium isotope composition on samples of basalts, metabasalts, alkali feldspar rhyolites and granites from the PG Mt. has been carried out (Pamić et al., 1988) and the data obtained are presented in Table 2. Two samples of rhyolites and three samples of granites define a precise Sr-isochron which gave the age of 71.5±2.8 Ma and the primary $^{87}Sr^{86}Sr=0.7073\pm0.002$. This is evidence that both rhyolites and granites came from the same granite melt which originated by partial melting in the crust. The obtained $^{87}Sr^{86}Sr$ ratio for the associated basalts is lower indicating their upper mantle origin.

The common origin both of granites and rhyolites from the same magma source is also supported by the nearly same oxygen isotope composition averaging 9. But it is interesting to point out the differences in oxygen isotope composition of basic rocks. Its lower values in fresh ophitic basalts (5.3) and the higher ones in the altered metabasalts (6.3 to 7.3) indicate that the basalts were affected by postmagmatic ocean floor hydrothermal metamorphism (Spooner et al, 1974; Coleman, 1977).

Discussion

The Upper Cretaceous volcanic association of the PG Mt. consists of basalts and rhyolites, and it is thus characterized by contrast composition. According to Gill (1979) it can be classified as a subgroup of the andesite association, and according to

Hamilton (1965) it belongs to the bimodal volcanic association. Rocks of this association are very common in the Western United States where they have been studied in detail by numerous authors (McKee, 1971; Lipman et al., 1972; Christiansen & Lipman, 1972; Sunneson & Lucchitta, 1983, and others). In this correlation it is interesting to note that the areas both of the Western United States and Pannonian basin are characterized by thin crust, i.e. very high position of the Mohorovičić discontinuity.

Rocks of the bimodal volcanic association of PG Mt. are members of the Upper Cretaceous volcano-sedimentary complex. The same and similar complexes are widespread in the neighbouring Northern Bosnia where they occur within the Upper Cretaceous-Paleogene Flysch zone (Jelaska, 1978). It is possible, indeed probable, that the volcano-sedimentary complex of the PG Mt. represents a fragment which was tectonically transported from the south, i.e. from the Upper Cretaceous-Paleogene Flysch zone.

Sediments of the Upper Cretaceous-Paleogene Flysch zone, including the associated igneous rocks of Alpine granite-granodiorite and andesite associations, can be genetically related to the ancient trench, i.e. the subduction zone whose relics can be traced in the adjacent northern Dinarides along the Prosara-Motajica-Prosara-Bukulja zone (Pamić, 1977, 1987 and 1988b). The Upper Cretaceous bimodal volcanic association of the PG Mt. can be thus genetically related to final stages of subduction processes which took place in the area of the present northern Dinarides. They were followed by subsequent extension processes which gave rise to the formation of the Pannonian basin (Royden et al., 1983). It is quite possible that the volcanic-sedimentary complex was tectonically transported from the south by the extensional processes and thus incorporated in the present structure of the PG Mt.

Rocks of the bimodal volcanic association of the PG Mt. can be correlated in geochemical and petrological features with the bimodal volcanic associations of the Western United States, probably as a result of identical deep crustal structure and the same geodynamic evolution. Lipman (1980) concluded that the bimodal volcanic associations of the Western United States originated in a back-arc environment when subduction processes reached a critically diminished size.

Genesis of bimodal volcanic associations has been recently explained by partial melting, fractional crystallization, and by the different source origin, as for example, basalt melts from the upper mantle and rhyolite melts from the crust (Suneson & Lucchitta, 1983). Analytical data for the bimodal volcanic association of the PG Mt. can be taken as evidence for the last hypothesis, that the basalt melts came from the upper mantle and the rhyolite melts from the crust. Mg-values for our basalts vary in the range between 44 to 64 indicating that basalt melts did not come from undepleted lherzolite, but from an other upper mantle material (Irving & Green, 1976).

The obtained $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio indicates that acid melts which produced both alkali feldspar rhyolites and granites can be derived from the crust. The partial melting of the crust material and thus the formation of acid magmas could be brought about by high-temperature basalt magma itself.

The common origin of alkali feldspar rhyolites and granites from the same source magma makes possible a new approach in the genetical consideration of granites of the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian basin. The data so far available indicate that granitoids from the Prosara-Motajica-Cer-Bukulja zone belong to S-family (Pamić, 1988b), whereas alkali feldspar granites from the PG Mt.

belong to A-family. Consequently, we have penecontemporaneous predominant S-granites and subordinate A-granites within the same Alpine zone related to subduction, and both groups are of crustal origin. Oxygen composition of the A-granites averaging 9 suggests that the partially melted crustal material might have been represented by previously existed I-granites.

Wyborn et al., (1981) emphasized that acid extrusive rocks associated with S-granites have common origin from the same S-granitoid melts. In our particular case it can be concluded that alkali feldspar rhyolites from the PG Mt. came from A-granite melts.

Literatura

Barić, Lj. & Tajder, M. 1942, Petrografska proučavanja Požeške gore. Vje. Hrv. geol. zav. i Hrv. geol. muzeja, *1*, 1–5, Zagreb.

Coleman, R. G. 1977, Ophiolites. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W. 1983, Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., *80*, 189–200, Stuttgart.

Christiansen, R. L. & Lipman, P. W. 1972, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. Phil. Trans. R. Soc. London, A, *271*, 249–284, London.

Gill, J. 1979, Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Hamilton, W. 1965, Geology and petrogenesis of the Island Park Caldera of rhyolite and basalt, Eastern Idaho. Prof. Pap. US Geol. Surv., *504*, 1–37, Washington.

Hildereth, W. 1981, Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. Jour. Geophys. Res., *86* (11), 11153–11192, Washington.

Irving, A. J. & Green, D. H. 1976, Geochemistry and petrogenesis of the Newer basalts of Victoria and South Australia. Jour. Geol. Soc. Australia, *23* (1), 45–66, Canberra.

Jelaska, V. 1978, Stratigrafski i sedimentološki odnosi senonsko-paleogenog fliša šireg područja Trebovca (sjeverna Bosna). Geol. vjes., *30* (1), 95–118, Zagreb.

Karamata, S. 1962, Tercijarni magmatizam Dinarida, njegove faze i njegove glavne petrohemijske karakteristike. Ref. V. Sav. geol. Jugosl., *2*, 137–148, Beograd.

Koch, F. 1916, Beiträge zur Kenntnis der Verhältnisse der Požeška gora. Jahresber. Ungar. geol. Reichsanst. für 1916, 465-477, Budapest.

Koch, F. 1919, Grundlinien der Geologie von West-Slavonien. Glas. Hrv. prir. druš., *31* (1–4), 217–237, Zagreb.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Jour. Petrol., *27* (3), 745–750, Oxford.

Lipman, P. W. 1980, Cenozoic volcanism in the Western United States: Implications for continental tectonics. Reprint from "Studies in geophysics: continental tectonics", USA Acad. Scie., 161–174, Washington.

Lipman, P. W., Prostka, H. J. & Christiansen, R. L. 1972, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Eocene. Phil. Trans. R. Soc. London, A, 271, 217–248, London.

Majer, V. & Tajder, M. 1982, Osnovne karakteristike spilitkeratofirskog magmatizma Slavonije. Acta geol. JAZU, *12*, 1–22, Zagreb.

McKee, E. 1971, Fish Creek Mountains tuff and volcanic center, Lander County, Nevada. Prof. Pap. US Geol. Surv., *681*, 1–17, Washington.

Miyashiro, A. 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Amer. Jour. Scie., *274*, 321–355, Chicago.

Pamić, J. 1977, Alpski magmatsko-metamorfni procesi i njihovi produkti kao indikatori geološke evolucije terena sjeverne Bosne. Geol. glas., 22, 257–292, Sarajevo.

Pamić, J. 1987, Kredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog strukturnog kompleksa. Geologija, *23/29* (1985/86) 219-237, Ljubljana.

Pamić, J. 1988a, Mladoalpinski alkalijsko-feldspatski graniti (aljaskiti) Požeške gore u Slavoniji. Geologija *30*, 183–205, Ljubljana.

Pamić, J. 1988b, Hercynian and Alpine granitic-metamorphic complexes of the adjoining area of the Dinarides and Pannonian basin as related to geodynamics. Geol. zbor. – Geol. Carp., *40* (3), 259–280, Bratislava.

Pamić, J. & Šparica, M. 1983, Starost vulkanita Požeške gore. Rad JAZU, *404* (19), 183–198, Zagreb.

Pamić, J., Lanphere, M. & McKee, E. 1988, Radiometric ages of metamorphic and associated plutonic rocks of the Slavonian Mountains in the southern part of the Pannonian basin, Yugoslavia. Rad JAZU, *18* 13–39, Zagreb.

Pearce, J. A. & Cann, J. R. 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and 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, Stuttgart.

Roksandić, M. 1969, O granici između Dinarida i Panonske venačne mase. Zapis. Srp. geol. druš. za 1964–1967. godinu, 495–501, Beograd.

Royden, L., Horvath, F. & Rumpler, J. 1983, Evolution of the Pannonian basin. I. Tectonics. Tectonics, *2* (1), 63–90, Washington.

Spooner, E. T. C., Beckinsale, R. D., Fyfe, W. S. & Smewing, J. D. 1974, O^{18} enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus). Contrib. Mineral. Petrol., *47*, 41–62, Stuttgart.

Streckeisen, A. 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. Neues Jahrb. Miner. Abh., *107* (2–3), 144–240, Stuttgart.

Streckeisen, A. 1973, Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS. Geotimes, 26–30, Washington.

Stur, D. 1861, Die neogen–tertiäre Ablagerungen von West-Slavonien. Jb. Geol. Reichsanst., *12*, 285–299, Wien.

Suneson, N. H. & Lucchitta, I. 1983, Origin of bimodal volcanism, southern Basin and Range province, west-central Arizona. Geol. Soc. Amer. Bull., *94*, 1005–1019, Washington.

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.

Šparica, M. & Pamić, J. 1986, Prilog poznavanju tektonike Požeške gore u Slavoniji. Rad JAZU, *424* (21), 85–96, Zagreb.

Tajder, M. 1944, Albitski riolit Požeške gore. Vje. Hrv. geol. zav. i Hrv. geol. muzeja, *2/3*, 74–88, Zagreb.

Tajder, M. 1947, Albitski dolerit iz Nakop-potoka u Požeškoj gori. Geol. vjes., *1*, 182–189, Zagreb.

Tajder, M. 1955, Albitski riolit Blackog u Požeškoj gori. Geol. vjes., *8/9*, 191–196, Zagreb.

Tajder, M. 1959, Petrografska proučavanja Požeške gore. Ljetopis JAZU, *63*, 383–387, Zagreb.

Taylor, H. P. & Sheppard, S. M. F. 1986, Igneous rocks:processes of isotopic fractionation and isotope systematics. U: Valley, J. W., Taylor, H. P. and O'Neil, J. R. (Eds.) "Stable Isotopes", Miner. Soc. Amer., *16*, 227–272, Washington.

Tooker, E. W. 1985, Discussion of the dissiminated-gold-ore-occurrence model. US Geol. Surv. Bull., *1646*, 107–150, Washington.

Tućan, F. 1919, Sitan prinos poznavanju kristaliničnog kamenja Požeške gore. Glas. Hrv. prir. društva, *31*, 98–105, Zagreb.

Wyborn, D., Chappell, B. W. & Johnston, R. M. 1981, Three S-type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia. Jour. Geophys. Res., *86* (11), 10335–10348, Washington.

GEOLOGIJA *31, 32,* 437–516 (1988/89), Ljubljana

UDK 551.312.4.791.494(436.8:497.13:497.12)=30

Fallstudien zur Paläolimnologie

Case studies on paleolimnology

Ekkehard Schultze

Institut für Limnologie der Österreichischen
Akademie der Wissenschaften, Gaisberg 116
A-5310 Mondsee

Sich gar nicht finden, drückt berühmte
Männer stärker, als sie sagen wollen.

(Jean Paul, Dr. Katzenbergers Badereise, 1809)

Auszug

Anhand von pigmentanalytischen und geochemischen Untersuchungen von Seebohrkernen aus verschiedenen Seetypen und faziell verschiedenen limnischen Sedimenten, zum Teil aus präquartären Ablagerungen, wird umweltgeologischen, produktionsbiologischen, klimatologischen und paläoökologischen Fragestellungen nachgegangen. Es wird auf die Verschiedenheit und die Ursachen der qualitativen und quantitativen Pigmentvorkommen hingewiesen.

Besonderes Augenmerk ist auf anthropogene und klimatologische Einflüsse und deren Wechselwirkungen im Jüngeren Postglazial, sowie auf umweltgeologische Faktoren gerichtet.

Abstract

Using pigment analytical and geochemical investigations of cores from different types of lakes and facially different limnic sediments, partially from prequarternary deposits, the following statements of question are inquired: enviromental geology, biological production, climatology and paleoecology.

The diversity and the reasons of qualitative and quantitative occurence of pigments is emphasized. Especially stressed are anthropogenic and climatological influences and their interactions during the younger postglacial period, as well as ecologic/geological factors.

Habilitationschrift

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung und Stand der Forschung . . . 439
Problemstellung . . . 440
Vorkommen und Verhalten von Pigmenten . . . 441
Methodik . . . 444
Probengewinnung . . . 444
Pigmentanalysen . . . 446
Bestimmung der Einzelcarotinoide . . . 447
Andere Analysen . . . 447
Auswahl der Lokalitäten . . . 448
Holomiktische Seen . . . 449
Der Funtensee . . . 449
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 449
Pigmentanalytische Ergebnisse . . . 450
Der Halleswiessee . . . 451
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 453
Pigmentanalytische Ergebnisse . . . 455
Mondsee . . . 458
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 458
Probenentnahme . . . 460
Ergebnisse . . . 460
Verteilung von Pigmenten in ausgewählten Profilen . . . 462
Die Salzburger Vorlandseen . . . 467
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 467
Der Wallersee . . . 469
Ergebnisse . . . 469
Trumer Seen . . . 472
Ergebnisse . . . 472
Meromiktische Seen . . . 475
Der Längsee . . . 475
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 477
Ergebnisse (Langprofil) . . . 477
Ergebnisse (Kurzprofil) . . . 481
Der Piburger See . . . 483
Entstehung, Entwicklung und Charakteristik . . . 483
Ergebnisse . . . 484
Bled-See . . . 486
Material und Probengewinnung . . . 487
Ergebnisse . . . 489
Marine Sedimente . . . 492
Malo jezero . . . 492
Überblick . . . 492
Vorläufige Resultate . . . 492
Material . . . 494
Ergebnisse . . . 496
Neuere Ergebnisse zur Chronologie . . . 498
Ältere limnische Ablagerungen . . . 500
Das Interglazial / Interstadial Mondsee . . . 500
Pigmentanalytische Untersuchungen an Proben aus dem Neogen im Lavanttal . . . 500
Vorläufige Ergebnisse pigmentanalytischer und palynologischer Untersuchungen von hangenden Abschnitten der Bentonite vom Weingraben bei Drassmarkt im Burgenland . . . 501
Ergebnisse . . . 501
Danksagung . . . 503
Zusammenfassung . . . 504
Case studies on paleolimnology . . . 507
Summary . . . 507
Literatur . . . 510

Einleitung und Stand der Forschung

Die Anfänge der Paläolimnologie liegen in der Erforschung des Ursprungs und der geomorphologischen Entwicklung der Seebecken. Geographen und Geologen begannen schon sehr früh mit dem Studium der Seen, hauptsächlich aus hydrographischer Sicht. In Österreich seien Forschungen von Simony (1847, 1850, 1864, 1879), Lorenz-Liburnau (1898) und Penk (1898) erwähnt, die sehr wohl Kenntnisse von morphologischen, thermischen und chemischen Eigenschaften der Seen vermittelten, aber relativ wenig über die Lebensvorgänge wußten.

Ausgehend von der Moorforschung und später der Pollenanalyse wurden die Seesedimente als Zeugen vergangener Entwicklungen erkannt und im ersten und zweiten Quartal dieses Jahrhunderts Pionierarbeit auf diesen Gebieten geleistet. Unter vielen anderen sind die Arbeiten von Post (1916, 1946), Naumann (1939) in Skandinavien, Bradley (1948) im Anglo-Amerikanischen Bereich sowie Nipkow (1920, 1927) in der Schweiz von grosser Bedeutung für die Entwicklung der Paläolimnologie.

Offensichtlich hatten die »grossen Schulen« der Quartärgeologie, welche zum Teil heute noch existieren, einen grossen Anteil an der Entwicklung der Paläoökologie. Wie in jeder Pionierphase einer Wissenschaft, der »Sammlertätigkeit« wurden an möglichst vielen Seen Standards erhoben, biostratigraphische Entwicklungen studiert und datiert. Neben den bis dahin probaten Mitteln der Datierung wie die Warvenchronologie, gewannen nun mehr und mehr physikalische Methoden, wie die Radiokarbonmethode und andere Isotopenanalysen, an Einfluss. Im Zuge der verfeinerten Stratigraphie fanden geochemische und geophysikalische Betrachtungsweisen Eingang in die Paläobiologie.

Wie die Limnologie selbst, wurde die Paläolimnologie immer stärker zu einer interdisziplinären, integrativen Forschungrichtung. Paläofloristische und -faunistische Ansätze und Ergebnisse waren von da ab der Kritik der sogenannten exakten Wissenschaften unterworfen und es setzte eine Verschiebung von der deskriptiven-vergleichenden zu einer qualifizierenden-quantifizierenden Arbeitsweise ein.

Für die Paläobiologie war nun ein neuer Lernprozess notwendig geworden: die Auseinandersetzung mit exakten Messmethoden und deren Übertragbarkeit in einen modernen biostratigraphischen und paläoökologischen Ansatz. Viele dieser – für den Paläolimnogeologen neuen – Methoden wurden bereits vorher für die Kohle- und Erdölprospektion erfolgreich getestet und angewendet.

Die Anfänge der Paläolimnologie in Österreich – abgesehen von der oben bereits erwähnten Pionierphase – begann mit der klassischen Arbeit von Gams (1927): »Zur Geschichte der Lunzer Seen Moore und Wälder«. Einen Durchbruch schaffte jedoch erst Frey (1955, 1956) mit seiner Arbeit vom Längsee (Kärnten). Vorher schon »durchforsteten« Sarnthein (1936, 1938, 1940, 1948) und Firbas (1949, 1952) Österreich und die angrenzenden Gebiete. In Skandinavien intensivierten vor allem Faegri und Iversen (1966) und Erdtman (1921) die palynologische Forschung. Hauptsächliches Ziel war der Versuch einer Rekonstruktion der regionalen Wald-Vegetations- und Klimaentwicklung und damit entstand ein brauchbarer zeitlicher und räumlicher Raster für anschliessende paläolimnologische Untersuchungen. Derartige Untersuchungen wurden durch Löffler und seine Arbeitsgruppe in Österreich durchgeführt. Aus oben genannten Bemühungen entstand dann im Rahmen des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (IGCP) eine überregionale Zusammenarbeit auf der nördlichen Hemisphäre, deren Ergebnis ein »Weisbuch« als

Richtlinie zur Methodik der Paläoklimatologie, Paläohydrologie und Paläoökologie im Quartär der borealen Zone war (Berglund et al., 1986). Die Voraussetzungen für eine moderne Paläolimnologie waren somit vorhanden und das förderte die interdisziplinäre Forschung durch neue Kontakte bei Workshops und Kongressen und Durch Austausch von Kapazitäten und Ergebnissen in grossem Mass. Heute sind in das IGCP nahezu alle entsprechenden Forschungsdisziplinen integriert und über eine zentrale Datenerfassung und Kommunikationsförderung jedem interessierten Forscher zugänglich. Aus der Tätigkeit im IGCP entwickelte sich durch gepflegte Kontakte, gemeinsame Projekte und ständige Diskussionen eine zwanglose aber effektive Forschungsgemeinschaft, an welcher folgende Institutionen und Arbeitsgruppen in Mitteleuropa beteiligt sind:

Institut für Quartärforschung und Institut für Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen; Geographische Institute von Heidelberg und Würzburg; Niedersächsisches Landesamt für Bodenkunde; Lehrstuhl für Geologie der TU München; EAWAG-ETH Zürich; Institut für Geobotanik der Universität Bern; Geologisches Institut der Universitäten in Zagreb und Ljubljana; Biologisches Institut der Slowenischen Akademie der Wissenschaften; Geowissenschaftliches Institut der Universität Salzburg; Limnologisches Institut der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Mondsee. Letzteres fungierte als Anlauf- und Koordinationsstelle. Die Ergebnisse dieser Forschungsgemeinschaft sind in zahlreichen Diplomarbeiten, Dissertationen und Fachpublikationen dokumentiert und haben international positives Echo gefunden.

Problemstellung

In vorliegender Arbeit sollen neuere Ergebnisse aus der Paläolimnologie, Paläoökologie und Paläohydrologie als Fallstudien dargestellt und mit interdisziplinären Gesichtspunkten verknüpft werden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag auf der Erkundung ehemaliger Pflanzenentwicklung mit Hilfe von Pigmentanalysen lakustriner Sedimente.

Auf Grund von bisherigen Untersuchungen durch Züllig (1961, 1982, 1984, 1985), Vallentyne (1956), Gorham und Sanger (1964, 1972), Gorham (1960), Brown (1968, 1969) u. v. a., ausgehend von Arbeiten durch Liaanen-Jensen (1963 a, b, c, 1965, 1978 a, b), Liaanen-Jensen und Andrewes (1972) sowie Pfennig (1978 a, b) u. v. a. kommen in verschiedenen Pflanzengruppen (zum Teil sogar Arten) charakteristische Pigmente oder Pigmentkombinationen vor. Neben dem Chlorophyll und dessen Derivaten, wie Phaeophytine oder Phaeophorbide, die von allen »grünen Pflanzen« produziert werden, kommt der grossen Gruppe der Carotinoide eine besondere Bedeutung für eine paläolimnologisch-paläoökologische Betrachtungsweise zu. Im besten Fall bildet beispielsweise die Blaualge *Oscillatoria rubescens* D. C. (Burgunderblutalge) als Hauptcarotinoid das sogenannte Oscillaxanthin, welches weitgehend artspezifisch ist und bei anderen verwandten Arten wenn überhaupt, dann nur in Spuren gebildet wird und in anderen Algenfamilien nie auftritt. Das Auffinden grösserer Mengen von Oscillaxanthin in Sedimenten erlaubt daher den Rückschluss auf das Vorkommen von *Oscillatoria rubescens* D. C. und damit eine Abschätzung ihrer ehemaligen Entfaltung.

In vielen Fällen lassen sich dann Schlüsse auf den »Trophiegrad« des Systems ziehen, besonders dann, wenn Nährstoffanalysen (Pt, C_{org} etc.) durchgeführt werden

können. Die gemessenen Konzentrationen sind ihrerseits aber wieder abhängig von sedimentologischen Parametern wie Dichte, Wassergehalt, Korngrössen und Sedimentationsraten und können daher nur in Zusammenhang mit diesen Parametern zielführend gedeutet werden. Es bedarf daher einer breit angelegten Teamarbeit um möglichst viele wichtige Parameter zu erkunden und dadurch zu einer weiterführenden Interpretation zu kommen.

Im Laufe der Untersuchungen der letzten 5 Jahre zeigte sich immer deutlicher die Verschiedenheit der untersuchten Systeme, sodass im Rahmen von Fallstudien eine möglichst umfassende Zusammenschau verschiedenster Seetypen und deren Sedimente erarbeitet werden sollte. Daraus ergibt sich etwas überspitzt formuliert die Tatsache, dass jeder einzelne See wie ein Individuum betrachtet werden muss. Die Beurteilung seines heutigen Zustandes und seines Charakters ist nur durch die Kenntnis seiner Vergangenheit und seiner dynamischen Entwicklung möglich. Dies ist auch Postulat jeder wissenschaftlichen Theorie in Hinblick auf die Voraussagbarkeit zukünftiger Entwicklungen: »Futurology... is based on the fact that we know nothing about future except by analogy with the past« (Frye, 1981).

Nachdem in erster Phase die Erarbeitung probater Methoden im Vordergrund stand, galt es für vorliegende Arbeit geeignete Seen und Seeablagerungen auszuwählen, von denen bereits ausreichend Daten vorlagen oder bei denen dramatische sedimentologische oder trophische Entwicklungen – seien es natürliche oder anthropogene – zu erwarten waren.

Vorkommen und Verhalten von Pigmenten

Eine der grundlegenden Fragen war die nach dem Vorkommen und Verhalten von pflanzlichen Farbstoffen. Wie oben schon erwähnt, kommen Chlorophyll, Phaeophytin und deren Derivate in allen »Grünen Pflanzen« vor. Wollen wir aber eine Beschränkung auf die in einem See vorkommenden Pflanzengesellschaften vornehmen, so erweisen sich die Carotinoide wegen ihrer weiten Verbreitung in Kryptogamen, mit einer besonders reichhaltigen Palette an sogenannten Polyenfarbstoffen in den Algen, als besonders interessant. Zahlreiche Autoren haben sich seit der Jahrhundertwende mit der Aufklärung der chemischen Strukturen und der Verbreitung der Carotinoide befasst und in Standardwerken mit einer Fülle von Ergebnissen dargestellt, wie Karrer und Jucker (1948), Isler (1971) und Goodwin (1976).

Dünnschichtchromatographische Untersuchungen von Hager und Meyer-Berthenrath (1967) zeigten zugleich analytische Fehlerquellen auf. Aufbauend auf diese Untersuchungsmethoden gelang es Hager und Stransky (1970) Konstitutionsaufklärungen an Carotinoiden besonders in Bezug auf Sauerstoff-Funktionen durchzuführen und zugleich verschiedene Carotinoide, insbesonders die von Chlorophyceen und Xanthophyceen sicher zu identifizieren. Weitere Arbeiten von Hertzberg, Liaanen-Jensen und Siegelmann (1971) die sich mit der Erforschung von Carotinoiden von Cyanophyceen oder im Bereich der Dinophyceen (Johansen et al., 1974) befassten, bildeten Grundlagen für die heutigen Kenntnisse über die Verbreitung von Carotinoidfarbstoffen in Kryptogamen. Darüber hinaus gewann man auch noch tiefere Einblicke in Reaktionsmechanismen der photosynthetisch beteiligten Polyenfarbstoffe, die weitgehende Diskussionen hinsichtlich einer Korrektur geltender »klassischer« Vorstellungen der Chemotaxonomie auslösten (Merxmüller, 1967; Liaanen-Jensen, 1972).

Bei all der Fülle oben genannter, gewonnener Erkenntnisse sind für die biohistorische und limnogeologische Betrachtungsweise die Umstände und Besonderheiten bei der Bildung von Pigmenten kritisch zu beobachten, wie z. B. die Bildung von Sekundärcarotinoiden, die bei verschiedenen Mangelerscheinungen wie Stickstoff--und anderem Mineralstoffmangel auftreten. Dabei können primäre Farbstoffgarnituren qualitativ und quantitativ verändert und sogenannte Sekundärcarotinoide aufgebaut werden. Nach Züllig (1982) tritt dieser Vorgang bei Algen oft gegen Ende der Vegetationsperiode sowohl bei Kulturen als auch im Freiland auf und dokumentiert sich durch Verfärben der ehemals grünen Kulturen in Grünlichgelb, oft auch Orangerot. Szygan (1966) fand beispielsweise bei Chlorococcales Ketoderivate des ß-Carotins – teils also Pigmente, die üblicherweise bei Cyanophyceen auftreten – als Sekundärcarotinoide und vertritt die Hypothese, dass Abbauprodukte des Chlorophylls Vorstufen für Sekundärcarotinoide bilden können und somit das Licht nur indirekt eine Biogenese von Farbstoffen über die Steigerung des Stoffwechsels beeinflusst. All diese Phänomene sind bei der Interpretation von Pigmentwerten aus Sedimenten mit zu berücksichtigen und stellen einen erheblichen Unsicherheitsfaktor in der Beurteilung ehemaliger Populationen dar.

Von weiterer Bedeutung für eine paläolimnologische Aussage ist das Wissen über die Verbreitung sogenannter »lichtinduzierter Xanthophyllzyclen« und ihre Variationsbreite in verschiedenen Algengruppen. Diese Photomechanismen bewirken eine Abhängigkeit der Pigmentkonzentration von der Belichtung der Algen im Substrat. Hager und Stransky (1970a) führen als lichtinduzierte Pigmente Violaxanthin, Antheraxanthin und Zeaxanthin an, sodass die Aussagekraft dieser Pigmente in Sedimentproben von geringer Bedeutung ist. Solche Umwandlungen treten auch zwischen den Carotinoiden Diadinoxanthin und Diatoxanthin auf (Hager & Stransky, 1970b, c). Im Bereich der Chrysophyceae, Cyanophyceae, Diatomeae und Rhodophyceae wurden bei Belichtung keine mengenmässigen Änderungen von Carotinoiden festgestellt (Kofler, 1986), was auf das Fehlen von Epoxyden zurückgeführt wird (Hager & Stransky, 1970c).

Methodische Untersuchungen von Züllig (1982) zeigten zum Teil starke Substanzverluste bei Verwendung herkömmlicher dünnschichtchromatographischer Methoden, bei denen mit Verseifungen gearbeitet wird und führten zur Entwicklung einer neuen, einfachen und für Sedimentanalysen probaten Methode (siehe unten). In der selben Arbeit (p. 10, 11, 12) findet sich eine tabellarische Auflistung des Vorkommens verschiedener Carotinoide nach Algengruppen unter Einbeziehung zahlreicher Autoren. Wichtig schließlich sind auch die Erhaltungsbedingungen der Pigmente, ohne deren Kenntnis eine qualitative Interpretation schwer möglich ist, besonders in Hinblick auf ihre Beständigkeit. Auch für die quantitative Interpretation von Chlorophyllen, Phaeophytinen und Carotinoiden spielt die Erhaltungsbedingung zusammen mit der Sedimentationsrate und Einbettungsgeschwindigkeit eine bedeutende Rolle. Swain (1985) führt zahlreiche Interpretationsmöglichkeiten von Pigmentkonzentrationen an wie die selbe Abbaurate von Chlorophyll und Carotinoiden und die Abhängigkeit der Carotinoidkonzentrationen von der Primärproduktion (Im Gegensatz zu Vallentyne, 1957). Weiters nach Swain (1985) sind Werte des Verhältnisses von Chlorophyllderivaten: Totalcarotinoiden (CD/TC) in oligotrophen Seen höher als in eutrophen. Die höheren Chlorophyllwerte im Sediment sind auf bessere Sauerstoffwerte zur Zeit der Ablagerung zurückzuführen. Seiner Meinung nach drücken höhere CD/TC Werte auch nicht eine Allochthon-Autochthonbilanz aus sondern lediglich die Dominanz verschiedener Primärproduzenten.

Tabelle 1. Übersicht über Algenstämme, Algenklassen und Bakteriengruppen mit den jeweils charakteristischen Pigmenten (nach Züllig, 1982 ergänzt)

Table 1. Review of phila and classes of Algae and groups of Bacteria with pertaining characteristic pigments (after Züllig, 1982 completed)

Cyanophyta	Myxoxanthophyll, Echinenon, Canthaxanthin
Oscillatoria rubescens	Oscillaxanthin
Oscillatoria limosa	Myxol- 2' -O-Methyl-Methylpentosid
Coelosphaerum kuetzingianum	Myxol- 2' -O-Methyl-Methylpentosid
Anabaena flos-aquae	4 - Ketomyxol-2'-Methylpentosid
Anabaena planctonica	4 - Ketomyxol-2'-Methylpentosid
Chlorophyta	Lutein, Violaxanthin, oft Loroxanthin und Antheraxanthin
Chryptophyta	Alloxanthin
Bacillariophyceae	Fucoxanthin
Chrysophyceae	Fucoxanthin
Pyrrophyta	
Dinophyceae	Peridinin
Euglenaphyta	Diadinoxanthin (vorwiegend, aber nicht charakteristisch)
Schwefelbakterien	Sphaeroiden, Sphaeroidenon
Purpurbakterien	Sphaeroiden, Sphaeroidenon, Okenon, Lycopen, Lycopenal, Isorenieraten etc.

Im Gegensatz dazu sehen Sanger und Gorham (1972) und Gorham et al. (1974) hohe CD/TC Werte als Maß eines größeren Inputs an allochthonem Material an.

Wichtig für die Interpretation von Pigmentwerten ist weiters die Feststellung von Stocker und Lund (1970) wonach 50 % der Diatomeenzellen an der Sedimentoberfläche intakte Chloroplasten beinhalten, während es etwa in 2,5 cm Tiefe nur mehr 10 % waren. Barnes und Barnes (1978) trafen beispielsweise noch in 80 cm Sedimenttiefe in einem meromiktischen See in Britisch Kolumbien Chloroplasten von Grünalgen an. Daley und Brown (1973) berichten, daß bei Grün- und Blaugrünalgen die photochemische Zerstörung der Tetrapyrrolringe beim Chlorophyll a schneller stattfindet als beim Chlorophyll b, und dies für die Interpretation des Verhältnisses Chlorophyll a : b von großer Bedeutung ist. Phaeophytin a und Phaeophorbid a können auch von Blaugrünalgen metabolisch erzeugt werden.

Daley (1973) wies darauf hin, daß die Chlorophyllzerstörung bei blaugrünen Algen, welche mit Myxobakterien oder Cyanophagen infiziert waren, nur bei Licht stattfindet. Wahrscheinlich erfolgt nach der Auflösung der Zellwand die Zerstörung der Tetrapyrrolringe durch photochemische Oxydation.

Auch Herbivoren haben eine großen Anteil am Ab- und Umbau von Pigmenten. Daley (1973) ließ *Daphnia pulex* (Cladocera), Grünalgen *(Scenedesmus quadricauda)* und Blaugrünalgen *(Anacystis nidulans)* fressen und stellte dabei fest, daß das Chlorophyll leicht zerstört wurde, während die Phaeophytine und Phaeophorbide in der Faeces angereichert wurden. Einige Versuche mit *Gammarus* sp. ergaben ein ähnliches Resultat (siehe unten).

In Tabelle 1 wird eine Übersicht von Algenstämmen und Algenklassen mit ihren charakteristischen Carotinoiden gegeben (aus Züllig, 1982).

Methodik

Probengewinnung

Für die Probengewinnung der zum Teil fein laminierten und stark wasserhältigen Proben wurden am Institut für Limnologie in Mondsee neben den bisher gebräuchlichen Sammelgeräten wie Kullenberg-Lot, Ruhmor-Lot und Kajak-Corer spezielle Sammelgeräte entwickelt.

Die Langkerne wurden mit Hilfe eines modifizierten Kullenberg-Lotes, mit einem Stahlrohr aussen und einem Einzugsrohr aus durchsichtigem PVC-Rohr mit einem Durchmesser von 6 cm entnommen. Dieses Gerät erlaubt ein fortgesetztes Tiefergehen durch Nachsetzen. Der Verschluss der Bohrkammer besteht aus einem durch sechs Kugeln verriegelbaren Stahlkolben. Die Besonderheit dieser Konstruktion (R. Niederreiter unpubliziert) ist ein auf dem Bohrkopf angebrachter Konus, der in dem Augenblick, wo das Bohrrohr zur Gänze abgestossen ist, die oberhalb des Kolbens befindliche definierte Wassermenge durch den Zwischenraum zwischen Kernrohr und Stahlrohr über eine Bohrung in eine an der Basis des Mantelrohres angebrachte Gummimanschette drückt, die dadurch das Rohr verschliesst und gleichzeitig die Sedimentsäule abschneidet (core catcher).

In weiterer Folge erwies sich als notwendig für die ungestörte Entnahme der obersten, häufig weichen und wässrigen Sedimente einen geeigneten Corer zu entwickeln. In Anlehnung an die von Huttunen und Merilainen (1978) verwendete »Freezing box«, wo als Gefriermittel Trockeneis (Co_2) in Alkohol dient, wurde von Niederreiter (Abb. 1) ein Corer entwickelt, der mit flüssigem Stickstoff arbeitet. Dabei wird ein Aluminiumschwert mit mehreren Innenbohrungen als Kühlschlangen (funktioniert wie ein Verdampfer im Kühlschrank) in das Sediment abgesenkt und dann aus einem darüberliegenden Behälter flüssiger Stickstoff durch die Bohrungen gepresst. Dabei verdampft der Stickstoff im Röhrensystem, wobei noch zusätzlich ein Kältegewinn erzielt wird. Nach etwa 10–12 Minuten ist dann an das Schwert eine 1–3 cm dicke Sedimentschicht angefroren, die geborgen und in einer batteriebetriebenen Tiefkühltruhe ins Labor transportiert wird. Diese Methode hat gegenüber der Gefrierbox von Huttunen den Vorteil, dass zum einen Mal beim Absenken kein Wasser anfrieren kann und zum anderen niedrigere Temperaturen erzeugt werden, was beim Frieren des Sediments weniger strukturzerstörend wirkt.

Als Nebenprodukt dieser »in situ« Gefriertechnik konnte ein Gerät zur horizontalen Probenentnahme entwickelt werden, welches für das Aufsammeln von Proben an der Grenze zwischen Wasserkörper und Sedimentoberfläche hervorragend geeignet ist.

Die Kernrohre mit den Langprofilen werden aus praktischen Gründen noch im Feld in 1 m – Stücke geschnitten, oben und unten hermetisch verschlossen und dann im Labor auf zwei gegenüberliegenden Seiten aufgeschlitzt und mit Hilfe einer Angelschnur in 2 Hälften gespalten. Dann wird ein 4 cm breites Aluminiumschwert (wie Freezing-Corer) auf die Schalenhälfte gelegt, mit Hilfe von flüssigem Stickstoff angefroren und mit einer dünnen Nylonschnur abgezogen. Die verbliebenen Schalenhälften werden dann den gewünschten Untersuchungen zugeführt und man kann auf Grund der sparsamen Entnahmemethoden mehrere Analysen von ungestörten Kernen durchführen.

In vielen Fällen war diese Freezing-Methode aber zu aufwendig und für Kurzprofile wurde ein sogenannter »Multicorer« (Konstruktion Niederreiter), der aus 6 Kajaksamplern, in Kreisform angeordnet, besteht und die Beprobung eines 0,25 m^2

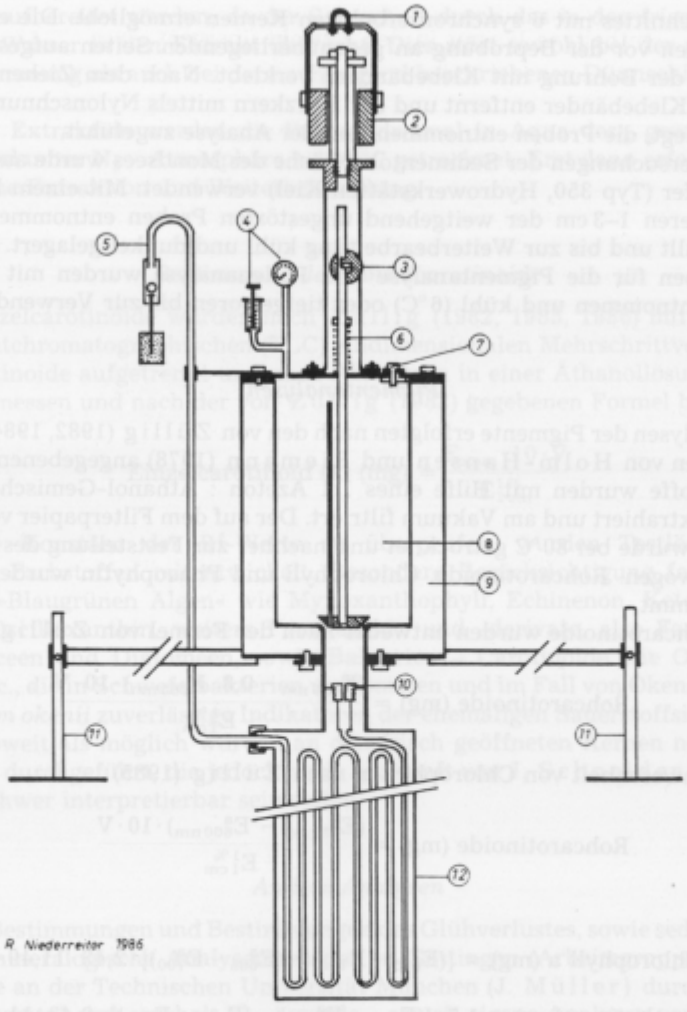


Abb. 1. Freezing Corer (Niederreiter unpubl., nach Klee et al., 1987)
1 Aufhängung; *2* Auslösegewicht; *3* Verriegelung für Verschlusskonus; *4* Überdruckventil, Druckanzeigemanometer; *5* Ausströmrohr mit Schwimmerventil; *6* Gestänge mit Öffnungsfeder für Verschlusskonus; *7* Einfüllverschraubung; *8* Tank für flüssigen Stickstoff; *9* Ummantelung des Stickstofftankes mit Isolierung; *10* Rückschlagventil; *11* Drei Standbeine, verstellbar; *12* Freezing-Schwert

Fig. 1. Freezing Corer (Niederreiter unpubl. after Klee et al., 1987)
1 Suspension; *2* Release weight; *3* Lock for the closing cone; *4* Pressure relief valve, excess pressure gage; *5* Output tube with float valve; *6* Linkage with opening spring for the closing cone; *7* Filler plug; *8* Tank for liquid nitrogen; *9* Sheating of nitrogen tank with isolation; *10* Non return valve; *11* Position leg; *12* Freezing sword

großen Abschnittes mit 6 synchron erbohrten Kernen ermöglicht. Die eingesetzten Rohre werden vor der Beprobung an gegenüberliegenden Seiten aufgeschlitzt und vor Beginn der Bohrung mit Klebebändern verklebt. Nach dem Ziehen der Kerne werden die Klebebänder entfernt und der Kurzkern mittels Nylonschnur in 2 Halbschalen zerlegt, die Proben entnommen und der Analyse zugeführt.

Für Untersuchungen der Sedimentoberfläche des Mondsees wurde auch noch ein Backengreifer (Typ 350, Hydrowerkstätten Kiel) verwendet. Mit einem Löffel wurden die oberen 1–3 cm der weitgehend ungestörten Proben entnommen, in PVC--Rohre gefüllt und bis zur Weiterbearbeitung kühl und dunkel gelagert.

Subproben für die Pigmentanalyse und Pollenanalyse wurden mit Hilfe eines Skalpells entnommen und kühl (6 °C) oder tiefgefroren bis zur Verwendung aufbewahrt.

Pigmentanalysen

Die Analysen der Pigmente erfolgten nach den von Züllig (1982, 1984, 1985) und teilweise den von Holm-Hansen und Riemann (1978) angegebenen Verfahren. Die Farbstoffe wurden mit Hilfe eines 1:1 Azeton : Äthanol-Gemisches aus dem Sediment extrahiert und am Vakuum filtriert. Der auf dem Filterpapier verbleibende Rückstand wurde bei 80 °C getrocknet und nachher zur Feststellung des Trockengewichtes gewogen. Rohcarotinoide, Chlorophyll und Phaeophytin wurden photometrisch bestimmt.

Die Rochcarotinoide wurden entweder nach der Formel von Züllig (1982)

$$\text{Rohcarotinoide (mg)} = \frac{(E_{450\,nm} - 0{,}8 \cdot E_{665\,nm}) \cdot 10 \cdot V}{E^{1\%}_{1\,cm}}$$

oder bei Anwesenheit von Chlorophyllen nach Züllig (1985)

$$\text{Rohcarotinoide (mg)} = \frac{(E^{a}_{450\,nm} - E^{a}_{600\,nm}) \cdot 10 \cdot V}{E^{1\%}_{1\,cm}}$$

bestimmt.

$$\text{Chlorophyll a (mg)} = [(E_{665} - E_{700}) - (E^{a}_{665} - E^{a}_{700})] \cdot 2{,}43 \cdot 11{,}49 \cdot V$$

$$\text{Phaeophytin a (mg)} = 1{,}7 \cdot [(E_{665} - E^{a}{}_{700}) - (E_{665} - E_{700})] \cdot 2{,}43 \cdot 11{,}49 \cdot V$$

Darin bedeuten: $E^{1\%}_{1\,cm}$ 2250 bzw · 1890

E^{a} Extinktion des mit Salzsäure angesäuerten Extrakts.

Die angesäuerten Proben werden verworfen.

Der verbleibende Extrakt wurde am Rotationsverdampfer zur Trockene eingeengt und in hermetisch verschlossenen Röhrchen gekühlt für die Bestimmung der Einzelcarotinoide und -chlorophylle aufbewahrt. Alle Vorgänge ab der Extraktion müssen im Dunkeln und unter Stickstoffatmosphäre durchgeführt werden um einen Ab- und Umbau der Pigmente durch Lichtinduktion und Oxidation zu verhindern.

An dieser Stelle wäre noch der Sonderfall salzhaltiger (NaCl) Sedimente wie etwa aus dem Malo Jezero zu behandeln. Solche Proben mussten nach einem eigenen

Verfahren aufbereitet werden, da der Salzgehalt durch das in den frischen Proben enthaltene Wasser in den Extrakt übergeht. Dies stört sowohl bei der photometrischen Bestimmung als auch bei der nachfolgend beschriebenen Dünnschichtchromatographie.

Vor der Extraktion werden die Proben dreimal in Aqua dest. gewaschen und anschließend unter N_2 – Atmosphäre bei 30 °C getrocknet. Erst dann erfolgt die oben beschriebene Extraktion und Weiterbehandlung.

Bestimmung der Einzelcarotinoide

Die Einzelcarotinoide wurden nach Züllig (1982, 1985, 1986) mit Hilfe eines dünnschichtchromatographischen (TLC) eindimensionalen Mehrschrittverfahrens in Einzelcarotinoide aufgetrennt und nach Abkratzen in einer Äthanollösung am Photometer gemessen und nach der von Züllig (1982) gegebenen Formel berechnet:

$$\text{Einzelcarotinoid (x) (mg)} = \frac{E_{xnm} \cdot 10 \cdot V}{E^{1\%}_{1\,cm}}$$

Um die Konstanz der Rf-Werte zu überprüfen, wurden Testlösungen mit definierten Farbstoffen mitentwickelt. Besondere Berücksichtigung fanden Farbstoffe der »Blaugrünen Algen« wie Myxoxanthophyll, Echinenon, Ketomyxolderivate und Oscillaxanthin, weiters Fucoxanthin und -derivate, also Farbstoffe der Chrysophyceen und Diatomeen, sowie Bakterien – Carotinoide wie Okenon oder Lycopen etc., die in Schwefelbakterien vorkommen und im Fall von Okenon (z. B) aus *Chromatium okenii* zuverlässige Indikatoren der ehemaligen Sauerstoffsituation sein können. Soweit als möglich wurden an den frisch geöffneten Kernen noch pH/eH-Messungen durchgeführt, die jedoch nach Auskunft von J. Schneider (Göttingen) nur sehr schwer interpretierbar sein sollen.

Andere Analysen

C_{org} – Bestimmungen und Bestimmungen des Glühverlustes, sowie sedimentologische und mineralogische Analysen wurden in Göttingen (Arbeitsgruppe Schneider) sowie an der Technischen Universität München (J. Müller) durchgeführt.

Der Gesamtphosphorgehalt (P_{tot}) wurde – soweit eigene Analysen vorliegen nach Aufschluss mit HNO_3 und $HClO_4$ mit der Molybdat-Vanadat-Methode bestimmt (Wenzel, 1956; Shapiro & Brannock, 1962).

Analysen von Fäces von Gammariden und Chironomiden wurden ebenfalls mit der Methode von Züllig (siehe oben) und Holm-Hansen und Riemann (1978) durchgeführt.

Im Zuge der Pigmentanalysen wurde versucht, eine einfache Feldmethode zu entwickeln, die ein Abschätzen der Art und des Gehaltes an Pigmenten von Sedimentproben ermöglicht: 1 cm^3 eines Sediments wird mit einer Menge von 10 cm^3 Extrationsgemisch (Aceton : Äthanol = 1:1) in einer Eprouvette vermischt und solange geschüttelt, bis keine Farbänderung mehr eintritt. Bei Braun-Gelbgrünfärbung herrschen in der Regel Carotinoide vor, bei Grün-Dunkelgrünfärbung Chlorophyll und -derivate. Verfestigte Gesteinsproben müssen vor dem Extrahieren in einem Mörser fein vermahlen werden.

Auswahl der Lokalitäten

Die Auswahl der Seen und anderen limnischen Lagerstätten (siehe Abb. 2) ergab sich zum Grossteil aus laufenden Projekten, aus denen Fragestellungen zum Teil an die Arbeitsgruppen herangetragen wurden. Ausgehend von Schmidt (1981), Bobek und Schmidt (1976) am Halleswiesseepolje (Uvala) wurde im Rahmen des MAB (Man and Biosphere) Projekt 6 (J. Müller et al., 1985) eine ähnliches Karstphänomen, der Funtensee, unter anderem auch paläolimnologisch untersucht. Obwohl die beiden Seen von der Genese her recht ähnlich sind, ist ihre Trophieentwicklung sehr verschieden.

Ein anderes Untersuchungsobjekt, der Mondsee bot sich schon durch die Lage des Limnologischen Instituts am Mondsee von selbst an. Die an diesem See laufenden limnologischen und sedimentologischen Untersuchungen brachten eine Fülle interessanter und paläolimnologisch verfolgenswerter Fragestellungen. Die Unterwasserausgrabungen einer neolithischen Station warfen hydrologische Probleme wie holozäne Wasserspiegelschwankungen (Offenberger, 1985) auf und liessen sich daher zwanglos mit der paläohydrologischen Problematik am Halleswiessee verbinden.

Der zweite grosse Fragenkomplex galt der Eutrophierungsentwicklung und deren Ursachen am Beispiel der Salzburger Vorlandseen. Dort war Ende der 60er Jahre ein kritisches Eutrophierungsstadium erreicht worden, sodass die Salzburger Landesregierung Sanierungsmassnahmen treffen musste. In diesem Zusammenhang wurde

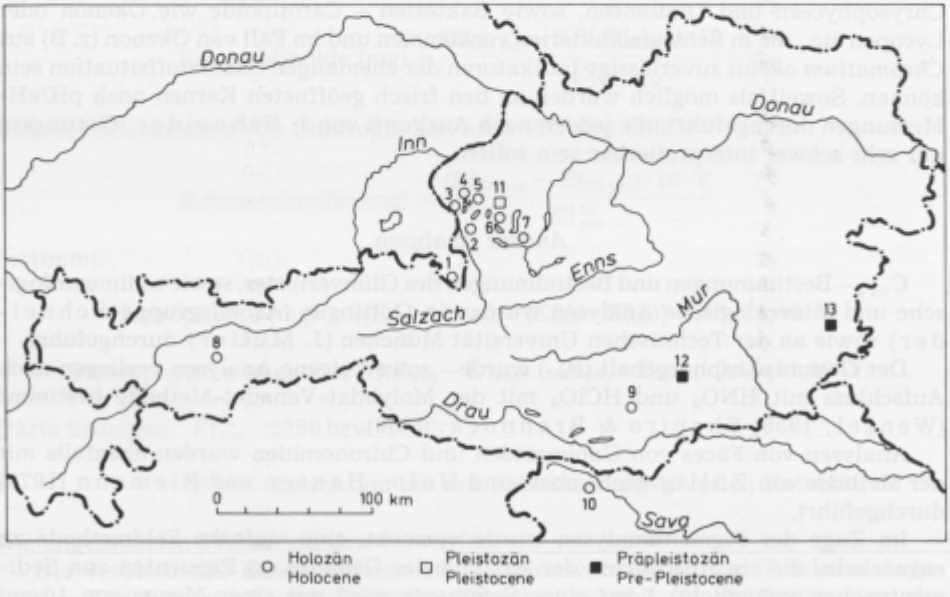


Abb. 2. Lageskizze der untersuchten Profile

Fig. 2. Sketch – Position of investigated profiles

1 Funtensee; *2* Wallersee; *3* Obertrumer See; *4* Grabensee; *5* Niedertrumer See; *6* Mondsee; *7* Halleswiesse; *8* Piburger See; *9* Längsee; *10* Bled-See: *11* Mondsee Interglazial; *12* Neogen (Lavanttal); *13* Drassmarkt (Weingruben, Burgenland)

von dieser Stelle auch eine Bestandsaufnahme in raumplanerischer Hinsicht initiiert und finanziell unterstützt (Röhrs, 1986; Germatsidis, 1986; Schultze, 1986).

Die dritte Gruppe von Seen wie z. B. der Längsee, Piburgersee und Bled-See, die dem meromiktischen Seetyp angehören, wurden ausgehend von Ergebnissen von Frey (1955, 1956) und Löffler (1973) auf die Fragen nach Eintritt, Ursachen und Entwicklung der meromiktischen Verhältnisse, sowie der jüngeren Trophieentwicklung untersucht. Die Seen auf der Insel Mljet, wie der Malo Jezero (= Kleiner See), waren schliesslich von überregionalem Interesse. Hier konnte sowohl der Frage nach der Entwicklung der flandrischen Transgression und der Klimaentwicklung als auch paläoökologischen, geochemischen und mineralogischen Problemen von exemplarischer Bedeutung nachgegangen werden.

Die Gruppe der präholozänen limnischen Sedimente aus dem Interglazial von Mondsee, dem Neogen im Lavanttal (Kärnten) und den Oberbadischen Bentoniten von Drassmarkt (Burgenland) (Alter 13-14 Mill. Jahre) wurden als methodische Vegleichsproben zur Beantwortung der Frage nach Vorkommen und Konservierbarkeit von Pigmenten herangezogen.

Holomiktische Seen

Der Funtensee

Stammdaten:

Seehöhe (NN m bei Mittelwasser)	1601
Seefläche (km^2)	0,034
Max. Tiefe (m)	5,5
Mittlere Tiefe (m)	2,5
Volumen (km^3)	0,086
Abfluß ($m^3/_s$)	2
Einzugsgebiet (km^2)	10

Quelle: Schauer (1985)

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Nach Jaskolla, et al. (1985) liegt das Funtenseebecken in einer tektonisch vorgeformten Bruchscholle im Dachsteinkalk und wurde durch die sich von SE nach NW bewegenden Gletscher erweitert und vertieft. (Abb. 3). Nach dem Abschmelzen der Gletscher wurde ein durch Grundmoräne abgedichtetes Becken hinterlassen in dem sich ein See halten konnte, der dreimal so gross wie heute war. Der Seespiegel lag um mindestens 20–30 m höher als heute. Die Entwässerung erfolgt durch ein Ponor (Schluckloch), die sogenannte Teufelsmühle. Durch die begrenzte Abflussmenge zeigt er beträchtliche Seespiegelschwankungen mit gelegentlicher täglichen Amplitude von bis zu 1,3 m (Jaskolla et al., 1985).

Nach Schauer (1985) weist der See einen reichen Makrophytenbestand mit *Hippuris vulgaris, Potamogeton pectinatus, P. alpinus, P. filiformis, Ranunculus trichophyllus, Calliergon giganteum* und *Chara* sp. auf. Das Gebiet um den Funtensee liegt heute im Larici Cembretum in einer zwergstrauch- und legföhrenreichen Ausbildung (Freiberg, 1980; Schläger, 1983).

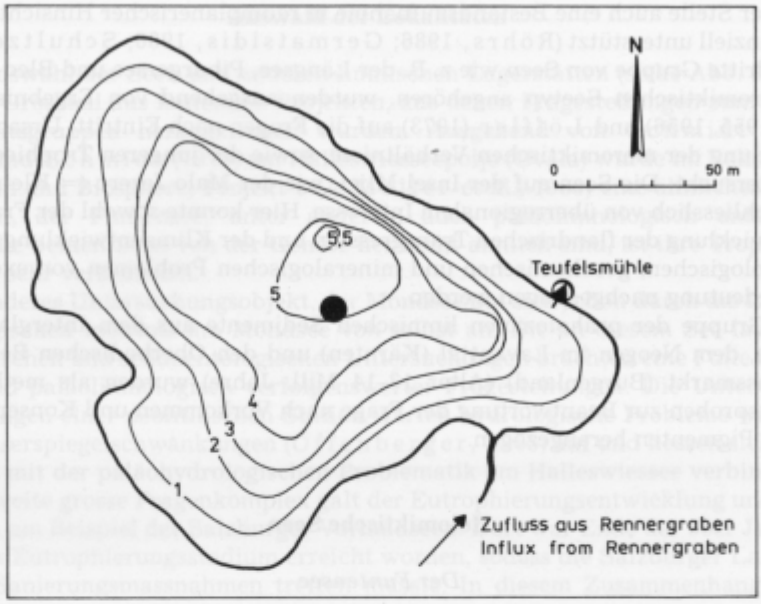


Abb. 3 Lageskizze Funtensee mit Bohrpunkt
Fig. 3. Sketch – Funtensee with drilling site

Die Nährstoffsituation scheint etwas widersprüchlich zu sein. Schauer (1985) führt den starken Makrophytenbewuchs auf verstärken Nährstoffeintrag durch Almwirtschaft und durch Abwässer des stark frequentierten Kärlingerhauses zurück. Nach Analysen von Jäger (in J. Müller et al., 1985, wurden Konzentrationen von P_{tot} = 11–32 µg l^{-1}, NH_4–N = 6–16 µg l^{-1} gefunden) sind die Stickstoffwerte zwar sehr hoch, der See aber trotz alledem als oligotroph zu bezeichnen.

Pigmentanalytische Ergebnisse

Rohcarotinoide erreichen im Profil Funtensee nur geringe Werte, wie sie für oligotrophe Gebirgsseen charakteristisch sind (Tab. 2). Von den Einzelcarotinoiden ist Myxoxanthophyll relativ stark vertreten, was nach Züllig (1961) auf Blaualgenpopulationen zurückzuführen ist, die zwischen 105–106 cm einen Höhepunkt erreichen. Fucoxanthin und dessen Derivate sind ebenfalls quantitativ nachzuweisen und könnten auf das Vorkommen epiphytischer Diatomeen schliessen lassen. Leider sind in den liegenden Sedimentpartien strukturbietende Diatomeenreste nur sehr spärlich vertreten, was entweder auf geringe Vorkommen, oder aber wahrscheinlicher, auf selektive Zersetzung zurückzuführen ist. Lediglich in den obersten wenigen Zentimetern sind die Funde etwas reichlicher (Schmidt mündl. Mitt.), für eine gezielte Aussage über Diatomeenpopulationen jedoch nicht genügend repräsentativ. Diatoxanthin, Diadinoxanthin und Peridinin, von Euglenophyta und Dinophyceen herstammend, erreichen kaum signifikante Werte.

Das vorkommende Neoxanthin kann aus dem Makrophytengürter stammen, ist

Tabelle 2. Funtensee; Pigmentanalytische Ergebnisse
Table 2. Pigment analytical data for Funtensee

Teufe in cm / Depth in cm	0	10	45	75	105	145	180	195
Myxoxanthophyll (ppm)	4	3	2	4	3	4	x	x
Fucoxanthin (ppm)	x	x	4	3	-	x	-	-
Lutein (ppm)	x	x	x	2	2	2	x	-
Neoxanthin (ppm)	x	x	x	4	4	3	3	-
Diato- und Diadinoxanthin (ppm)	x	x	x	2	x	3	x	-
Peridinin (ppm)	x	x	x	2	x	x	x	-
Echinenon (ppm)	x	x	-	x	x	-	-	-
Rohcarotinoide (ppm)	40	31	52	90	82	54	46	39
Chlorophyll a (ppm)	16	14	46	48	46	20	28	16
P_{tot} (ppm)	33	25	102	121	90	48	38	32
*C_{org} (% Trockengewicht)	3	5	2	9	7	4	3	4

*J. Müller et al. (1985)

aber auf Grund seiner allgemeinen Verbreitung in allen grünen Pflanzen und der Gefahr einer lichtinduzierten Umbildung aus verschiedenen Primärcarotinoiden nicht unbedingt charakteristisch.

Von grösserer Aussagekraft sind jedoch Chlorophylle und – derivate, besonders aber Phaeophytin a, welche für eine »litorale« Situation des Funtensees sprechen. Häufig vorkommende »Fecal Pellets« lassen auf relativ starke Bioturbation und damit eine gute Besiedlung des Seebodens auf Grund ausreichender Belüftung schliessen (Abb. 4). Da die Konzentrationsunterschiede der Pigmente im Verlauf des Profils sehr gering sind, konnten innerhalb der hangenden 2m keine wesentlichen Trophieunterschiede herausgelesen werden. Lediglich durch erhöhte Konzentrationen von C_{org}, S_{tot} und N_{tot}, sowie durch sedimentologische und palynologische Ergebnisse (J. Müller et al., 1985) lassen sich 3 Abschnitte unterscheiden: a) vor und b) Beginn der Weidenutzung sowie c) verstärkter anthropogener Einfluss.

Der Halleswiessee

Stammdaten:

Geogr. Breite	47° 46'
Geogr. Länge	13° 32'
Seehöhe (m NN bei Mittelwasser)	781
Seefläche (km²)	0,018
Max. Tiefe (m)	4,1
Volumen (m³)	280.000
Abfluß (m³/s)	1–2
Einzugsgebiet (km²)	3,56

Quelle: G. Müller (1972)

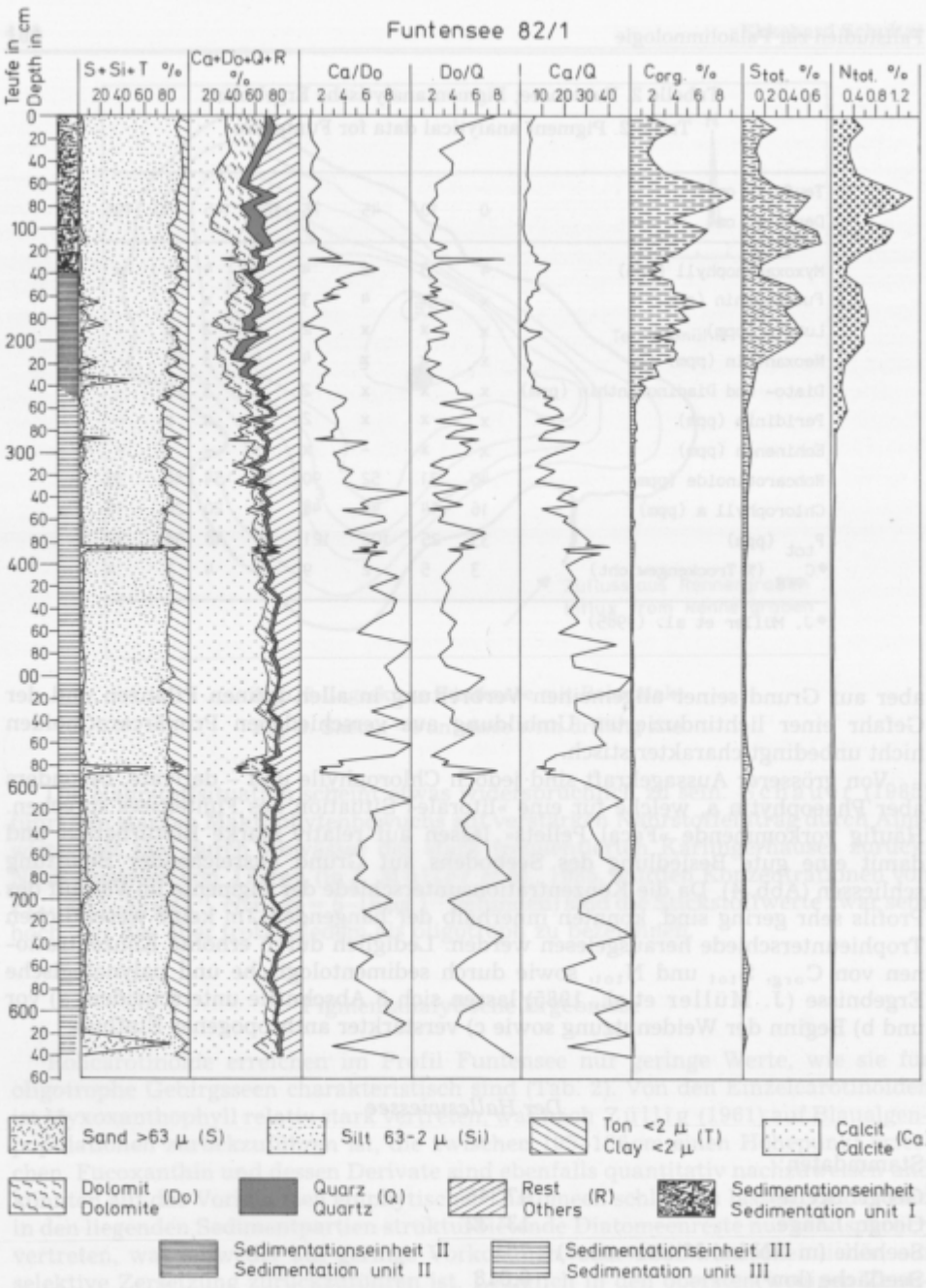


Abb. 4. Synoptische Darstellung der Veränderung sedimentologischer Parameter in Abhängigkeit zur Kerntiefe, Nach J. Müller et al., 1985 verändert. Entnommene Proben für die Pigmentanalyse

Fig. 4. Synoptical layout of changing of sedimentological parameter depending upon core depth. Modified after J. Müller et al., 1985. Samples taken from pigment

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Ähnlich dem Funtenseebecken handelt es sich bei der »Halleswies« (G. Müller, 1972) um eine Karsthohlform mit einem perennierenden See (Abb. 5). Durch eine Schwelle getrennt, wird das westliche Becken von einem Flachmoor eingenommen, welches durch einen mäandrierenden Bach durchflossen wird. Die Entwässerung des Poljes (Uvala) erfolgt durch ein Ponor (Schluckloch) in Richtung Attersee. Nach der monographischen Studie von G. Müller (1972) und nach eigenen Beobachtungen wird nach der Schneeschmelze und nach starken Regengüssen das gesamte Polje von einer einheitlichen Wasserfläche eingenommen.

Nach Untersuchungen von Bobek und Schmidt (1975) über die spätglaziale bis mittelpostglaziale See-Entwicklung konnten Seespiegeltiefstände durch Hiaten im Moorteil sehr schön korreliert werden. Während die Jüngere Dryas (III) zur Gänze dokumentiert wurde, fehlen Sedimente des Präboreals (IV) und Boreals (V) im Moorprofil.

Ausgehend von dieser Feststellung wurde eine nochmalige Bearbeitung der Halleswiessee-Sedimente im Rahmen des IGCP durch Handl (Dissertation in Vorbereitung) und Behbehani (Dissertation 1987) durchgeführt. Aus den gewonnenen Bohrkernen des Halleswiessees wurden Proben pigmentanalytisch untersucht. Ohne den poollenanalytischen und sedimentologischen Ergebnissen vorgreifen zu wollen, ergaben sich durch die Pigmentanalysen interessante Resultate (Abb. 6).

Profilbeschreibung (nach Händl)

608–573 cm: hellgraue Karbonatmudde mit dolomitischen Grobklastika und Ostracoda
573–444 cm: hell- und dunkelbraune tonige laminierte Schichten
444–442 cm: dunkelbraune sandige Schicht

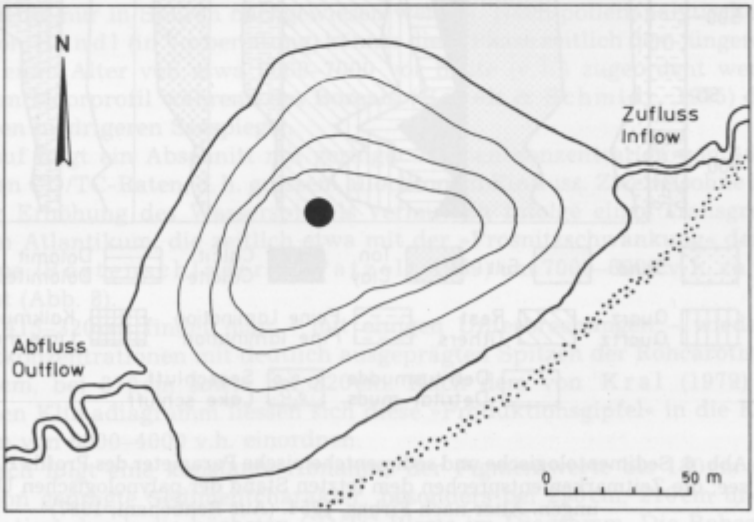


Abb. 5. Lage des Halleswiessees mit Bohrpunkt
Fig. 5. Position of Halleswiessee with drilling site

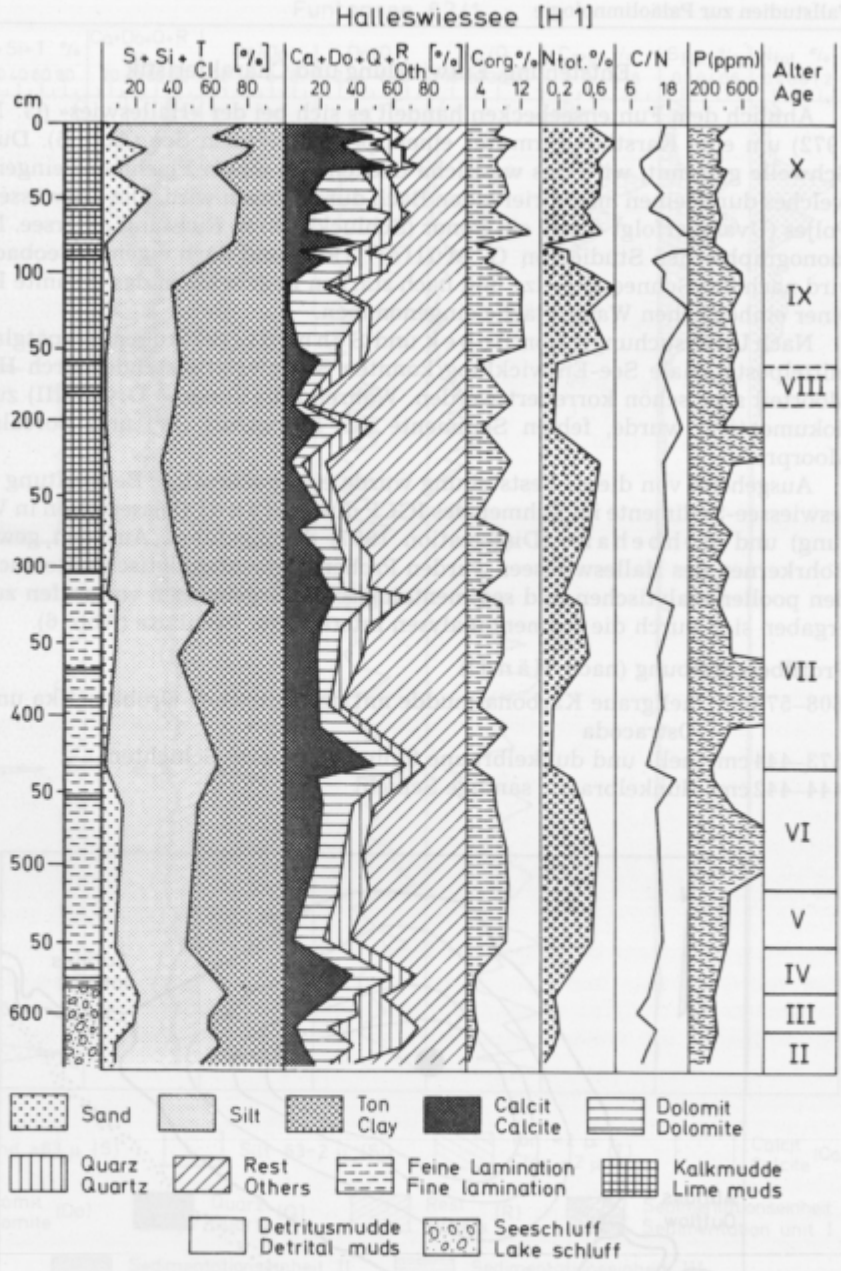


Abb. 6. Sedimentologische und sedimentchemische Parameter des Profils Halleswiessee; die Zeitmarken entsprechen dem letzten Stand der palynologischen Untersuchungen. Alter nach Firbas, 1954. (Aus Behbehani, 1987)

Fig. 6. Sedimentological and chemical parameters of the Halleswiessee profile; time marks in accordance to the newest state of palynological investigations (age after Firbas, 1954), (taken from Behbehani, 1987)

442–228 cm: hell- und dunkelbraun laminierte tonige Schichte mit teilweise reichlich allochthonem organischen Material
228–193 cm: homogene tonige Schicht, meist dunkelbraun
193–191 cm: rote tonige Schicht
191–190 cm: siltige, bläuliche Schicht (Vivianit)
190–155 cm: hell- bis dunkelbraune, zum Teil laminierte tonige Schichten (Bodenabschwemmungen?)
155–153 cm: schwarzes sandiges Sediment
153–90 cm: tonige, hell- und dunkelbraune Gyttja
90–78 cm: dunkelbraune Gyttja mit Bivalven, Landschnecken, Ostracoden und Testaceen.
78–75 cm: hellgraunes, toniges Sediment
75–0 cm: dunkelbraune Gyttja mit Bivalven, Landschnecken, Ostracoden und Testaceen.

Die obersten 49 cm waren zur Zeit der Probenentnahme aus den Bohrkernen bereits ausgetrocknet und wurden für pigmentanalytsche Untersuchungen daher nich mehr verwendet.

Pigmentanalytische Ergebnisse

Die liegenden Profilabschnitte bis 575 cm sind nahezu pigmentfrei (Abb. 7). Die CD/TC-Ratio (Chlorophyllderivate = Rohcarotinoide) ist sehr hoch und dokumentiert turbulente allochthone Einflüsse. Von 550–467 cm kommt es zu sehr hohen Konzentrationen von Chlorophyllderivaten und Carotinoiden, was auf sehr hohe Produktion schliessen lässt. Die Werte sind ähnlich hoch wie in der eutrophen Phase des Mondsees (siehe unten). Die dominanten Carotinoide sind Neoxanthin, Lutein und Fucoxanthin – Farbstoffe von grünen Pflanzen im allgemeinen – Chlorophyceen und Chrysophyceen im besonderen. Bakterienpigmente konnten überhaupt nicht, Blaualgenpigmente nur in Spuren nachgewiesen werden. Nach pollenanalytischen Ergebnissen von Händl (in Vorbereitung) könnte diese Phase zeitlich dem jüngeren Boreal (V) mit enim Alter von etwa 8000–7000 vor heute (v. h.) zugeordent werden. Ein Hiatus im Moorprofil während des Boreals (Bobek & Schmidt, 1975) dokumentiert einen niedrigeren Seespiegel.

Darauf folgt ein Abschnitt mit geringer Pigmentkonzentration von 465–415 cm mit hohen CD/TC-Raten, d. h. grossem allochtonem Einfluss. Zweifelsohne kommt es zu einer Erhöhung des Wasserspiegels vermutlich infolge einer Transgression im mittleren Atlantikum, die zeitlich etwa mit der »Frosnitzschwankung« der Venedigergruppe (Bortenschlager & Patzelt, 1969) um 7000–6000 v. h. zu parallelisieren ist (Abb. 8).

Von 415–320 cm findet man – mit einigen Unterbrechungen – wieder höhere Pigmentkonzentrationen mit deutlich ausgeprägten Spitzen der Rohcarotinoidwerte bei 400 cm, bei 370 cm sowie bei 320 cm. Nach dem von Kral (1979) (Abb. 8) gegebenen Klimadiagramm liessen sich diese »Produktionsgipfel« in die Klimapendelungen von 6000–4000 v.h. einordnen.

Danach folgt eine konstante Abnahme der Pigmentwerte bis 180 cm mit stark allochthon geprägte Sedimentcharakter, besonders bei 290 cm, 210 cm und 180 cm, dokumentiert durch die höchsten CD/TC-Werte im Diagramm. Die Rohcarotinoidkonzentrationen nehmen von 180 ppm bei 370 cm auf weniger als 30 ppm bei 190 cm ab und setzen sich hauptsächlich aus Neoxanthin, Lutein, Fucoxanthin, sowie

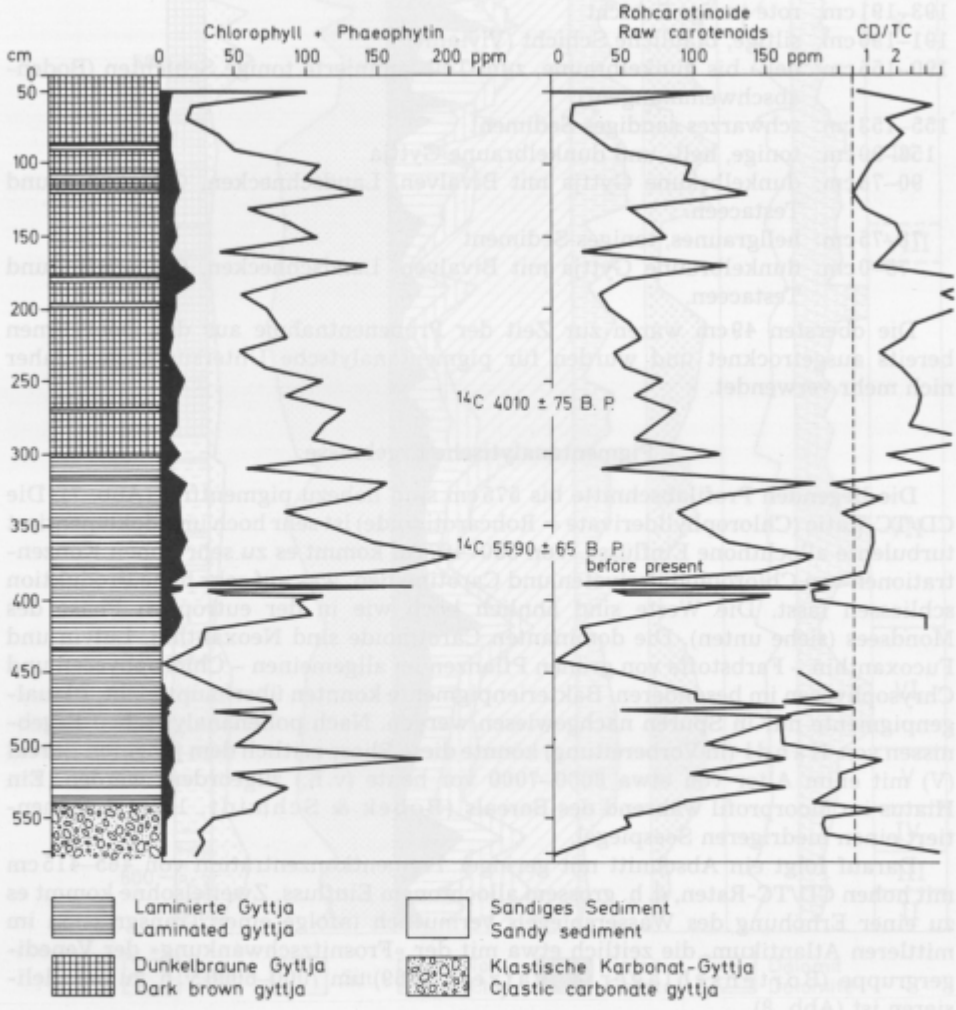


Abb. 7. Darstellung der Veränderung von Pigmentkonzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Profil Halleswiessee).
^{14}C – Daten freundlicher Weise durch Herrn Univ. Prof. Dr. J. Schneider, Göttingen (unpubl.) zur Verfügung gestellt
^{14}C – Analysen: Univ. Prof. Dr. H. Willkomm (Institut für reine und angewandte Kernphysik, ^{14}C-Labor)

Fig. 7. Layout of changing of pigment concentrations depending upon the core depth (profile Halleswiessee).
^{14}C – data kindly presented by Univ. Prof. Dr. J. Schneider, Göttingen (unpubl.)
^{14}C – analisys by Univ. Prof. Dr. H. Willkomm (Institute of pure and applied nuclear physics, ^{14}C-Lab., Kiel)

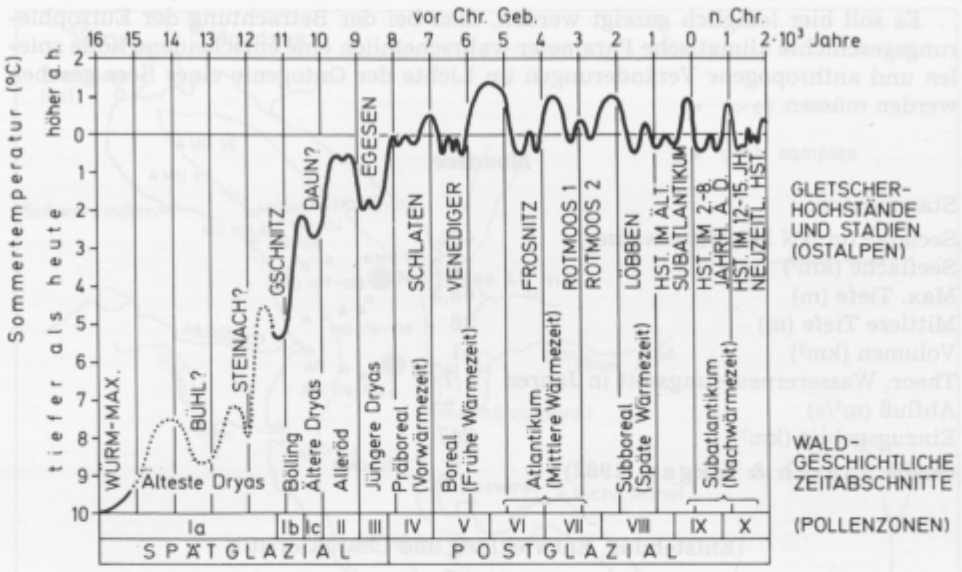


Abb. 8. Mutmasslicher Klimaverlauf im Spät– und Postglazial (aus Kral, 1979, nach Bortenschlager und Patzelt, 1969)

Fig. 8. Presumable course of climate during late- and post-glacial period (Kral, 1979, after Bortenschlager and Patzelt, 1969)

untergeordnet aus Dinoxanthin und Diatoxanthin zusammen, was auf Grünalgen-, Chrysophyceen- und Diatomeendominanz schliessen lässt. Bei 170 cm findet man einen stark autochthon beeinflussten Pigmentgipfel (150 ppm) mit hohem Gehalt an Myxoxanthophyll und Echinenon, vermutlich das erste stärkere Auftreten von Blaualgenpopulationen. Nach dem Klimadiagramm von Kral (1979) könnte es sich um eine warme, trockene Phase knapp vor der Zeitenwende handeln.

Danach, bis etwa 130 cm kommt es nochmals zu einer starken Verringerung der Produktion, aller Wahrscheinlichkeit nach infolge der feucht-kühleren Verhältnisse im 1. nachchristlichen Jahrtausend. Von 130–90 cm ist wiederum ein Produktionsanstieg auf 140 ppm Rohcarotinoide zu bemerken. Das scheint eine Folge des wärmeren und trockeneren Klimas vom 8. bis zum 12. Jahrhundert (n. Chr.) zu sein. Die Depression der Pigmentkurven mit Zunahme des Allochthonfaktors lässt sich mit dem Hochstand der Gletscher vom 12.–15. Jahrhundert, mit feucht-kühlerem Klima erklären. Zu dieser Zeit war der Seespiegel höher und die Produktion kleiner (dagegen Ohle, 1972). Der neuerliche Kurvenanstieg bei 50 cm mit erhöhten Werten von Myxoxanthophyll, Ketomyxol und einer Abnahme des »Allochthonfaktors« wird als höhere Produktionsphase durch klimatische Faktoren, nämlich einer Absenkung des Seespiegels durch trocken-warmes Klima und möglicherweise durch die beginnende Almnutzung gedeutet.

Die vorstehend gegebenen zeitlichen und klimatischen Interpretationen bedürfen aber noch einer Erhärtung durch in Arbeit befindliche Datierungen (^{14}C–Datierungen und Pollenanalysen) und sedimentologisch-geochemische Analysen.

Es soll hier lediglich gezeigt werden, dass bei der Betrachtung der Eutrophierungsgeschichte klimatische Parameter wahrscheinlich eine entscheidene Rolle spielen und anthropogene Veränderungen im Lichte der Ontogenie eines Sees gesehen werden müssen.

Mondsee

Stammdaten:

Seehöhe (m NN bei Mittelwasser)	481
Seefläche (km^2)	14,21
Max. Tiefe (m)	68,3
Mittlere Tiefe (m)	36
Volumen (km^3)	51
Theor. Wassererneuerungszeit in Jahren	1,7
Abfluß (m^3/s)	9,2
Einzugsgebiet (km^2)	247

Quelle: Jagsch & Megay (1982)

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Im Rahmen der derzeit laufenden limnologischen, paläolimnologischen, sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen am Mondsee ist ein Themenschwerpunkt auf paläoökologische Studien ausgerichtet (Abb. 9).

Aufgrund zahlreicher rezenter Studien über das Phyto- und Zooplankton und des Zoobenthos lassen sich nun Rückschlüsse auf vergangene Entwicklungen des Mondsees ziehen.

Die Entwicklung des Mondsees kann auf Grund von palynologischen und paläobotanischen Untersuchungen (Klaus, 1975, 1983) seit dem Riss-Spätglazial nahezu lückenlos verfolgt werden. Die in dieser Arbeit vorgelegten Pigmentanalysen befassen sich schwerpunktmässig mit der jüngsten Vergangenheit, um Vergliche mit bestehenden limnologischen und historischen Befunden anzustellen und dadurch einen Bezug zwischen Biostratigraphie und Ökologie herzustellen. Auf die interglazialen Sedimente wird weiter unten eingegangen.

Limnologische Untersuchungen am Mondsee wurden in den frühen 30-er Jahren begonnen (Liepolt, 1936) und nach ersten massiven *Oscillatoria* blüten (Findenegg, 1969) intensiviert.

Schon Einsele (1963) wies auf die mögliche massive Schädigung von Fauna und Flora im Mondsee durch die Einbringung von Abraummaterial durch den Autobahnbau 1961–63 hin, welche sich auch tatsächlich einstellte (vergl. Jagsch & Megay, 1982). Der geschätzte Abrauminput betrug zwischen 900.000 m^3 (Findenegg, 1969) und über 1 Million m^3 und führte zur Reduzierung der Phyto- und Zooplanktonbiomasse auf 10% (Einsele, 1963). In Wirklichkeit dürfte aber durch Kiesbaggerung und Kieswaschung eine wesentlich grössere Menge über Zuflüsse in den See gelangt sein.

Durch den nach Fertigstellung der Autobahn und die beginnende Konjunktur verstärkt einsetzenden Fremdenverkehr wurde der See immer stärker mit Nährstoffen belastet, so dass es zu ersten Blüten von *Oscillatoria rubescens* D.C. und *Tabellaria flocculosa* (ROTH) kam (Findenegg, 1969; Danecker, 1969). 1973 wurden dann mit dem Bau der Kläranlage Restaurierungsmassnahmen eingeleitet, die im

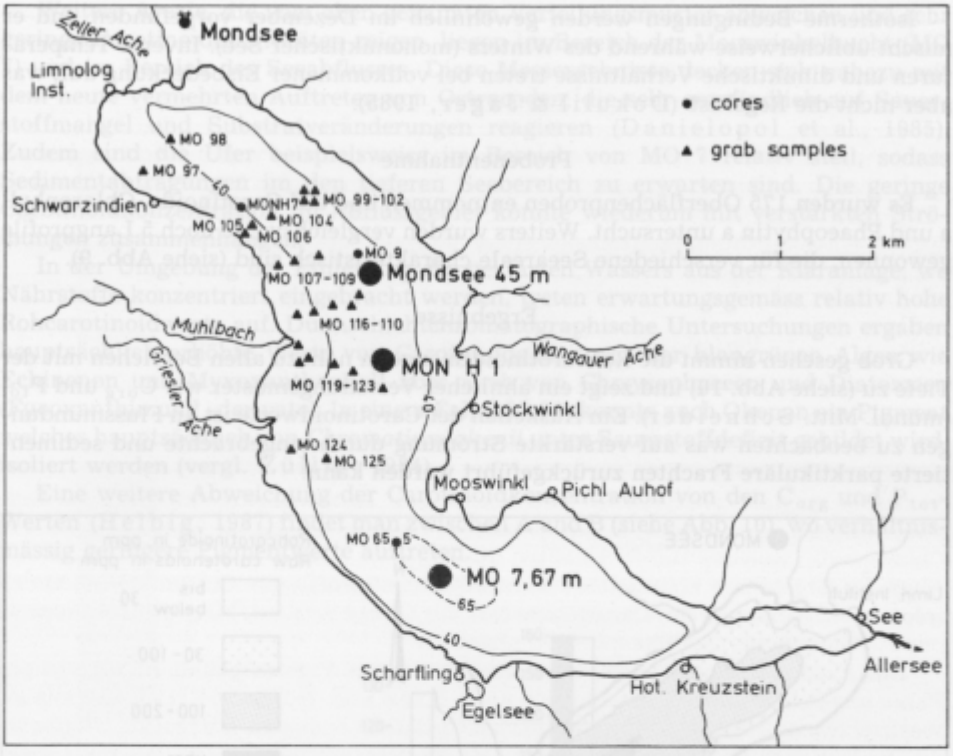


Abb. 9. Lageskizze des Mondsees mit Probenbohrpunkten

Fig. 9. Sketch – Position of Mondsee with sampling sites

Jahr 1978 (Dokulil & Skolaut, 1986) zu einer starken Abnahme von *Oscillatoria rubescens* D.C. führte.

Alle diese Ereignisse spiegeln sich im Sediment wider und können durch verschiedene Methoden (s.o.) nachgewiesen werden.

Vorläufige Ergebnisse über Untersuchungen des räumlichen und zeitlichen Wechsels der Ostracodenfauna innerhalb der letzten 50 Jahre (Danielopol et al., 1985) zeigen den Zusammenhang zwischen trophischen Veränderungen und dem Wechsel im Artenreichtum und in der Verbreitung der Ostracodengesellschaften im Profundal des Mondsees. Die Hauptursachen sehen die Autoren in der Anreicherung mit organischem Material, der Veränderung der Sedimentstrukturen und in der Abnahme des Sauerstoffgehaltes nahe der Sedimentoberfläche.

Die zu erwartende Akkumulation von Nährstoffen und organischem Material drückt sich in der Zunahme von P_{tot} und C_{org} und der Anhäufung von Phytoplanktonresten wie Diatomeen (Schmidt et al., 1985) und Pigmenten (Schultze, 1985) aus.

Der Mondsee liegt im Salzkammergut und ist der wärmste See in dieser Region. Er erreicht epilimnische Temperaturen von 20–22°C und in manchen Jahren wie 1983 sogar 26°C.

Isotherme Bedingungen werden gewöhnlich im Dezember vorgefunden und er mischt üblicherweise während des Winters (monomiktischer See). Inverse Temperaturen und dimiktische Verhältnisse treten bei vollkommener Eisbedeckung auf, was aber nicht die Regel ist (Dokulil & Jäger, 1985).

Probenentnahme

Es wurden 175 Oberflächenproben entnommen und auf Carotinoide, Chlorophyll a und Phaeophytin a untersucht. Weiters wurden vergleichsweise noch 5 Langprofile gewonnen, die für verschiedene Seeareale charakteristisch sind (siehe Abb. 9).

Ergebnisse

Grob gesehen nimmt die Rohcarotinoidfmenge in nahezu allen Bereichen mit der Tiefe zu (siehe Abb. 10) und zeigt ein ähnliches Verteilungsmuster wie C_{org} und P_{tot} (mündl. Mitt. Schneider). Ein Auskeilen der Carotinoidwerte ist an Flussmündungen zu beobachten was auf verstärkte Strömung durch eingebrachte und sedimentierte parktikuläre Frachten zurückgeführt werden kann.

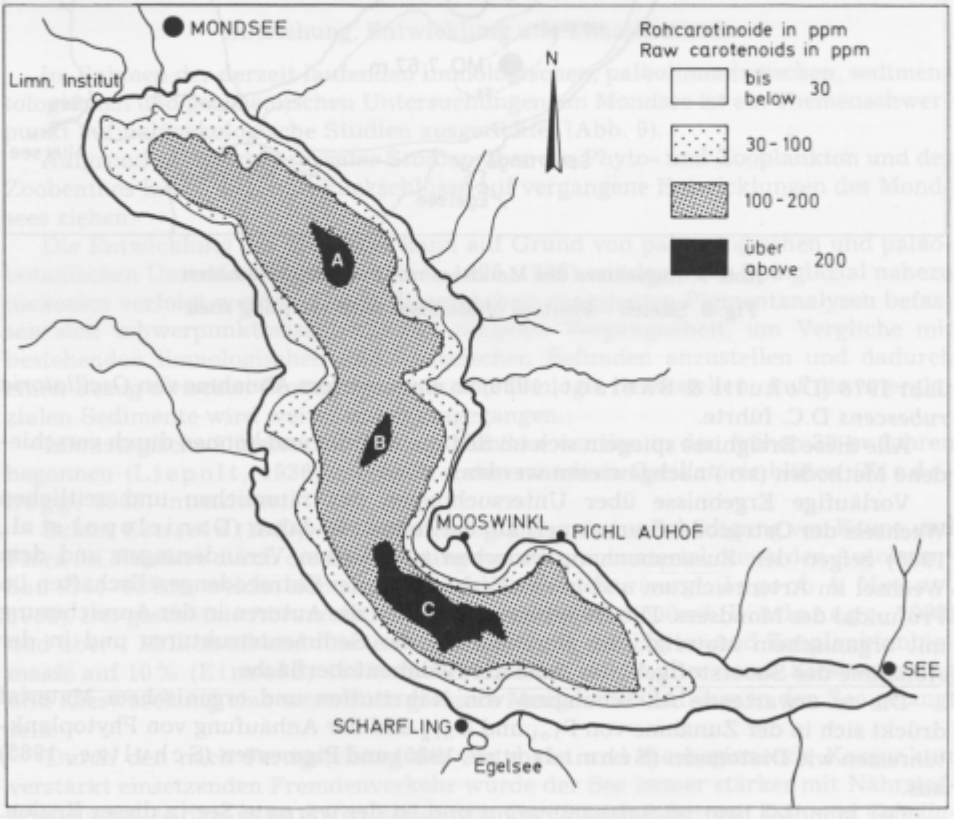


Abb. 10. Verteilung der Rohcarotinoide an der Oberfläche des Seebodens im Mondsee

Fig. 10. Distribution of raw carotenoids on the surface of the bottom of Mondsee

Weitere Areale, die vom oben genannten Verteilungsmuster abweichen und sehr geringe Carotinoidquantitäten zeigen, liegen im Bereich der Mooswinkelbucht (MO 7) und im Bereich des Seeabflusses. Diese Messergebnisse decken sich nahezu mit dem heute vermehrten Auftreten von Ostracoden, die sehr empfindlich auf Sauerstoffmangel und Substratveränderungen reagieren (Danielopol et al., 1985). Zudem sind die Ufer beispielsweise im Bereich von MO 7 relativ steil, sodass Sedimentabtragungen im den tieferen Seebereich zu erwarten sind. Die geringe Carotinoidkonzentration im Abflussgebiet könnte wiederum mit verstärkten Strömungen zusammenhängen.

In der Umgebung der Einleitung des geklärten Wassers aus der Kläranlage, wo Nährstoffe konzentriert eingebracht werden, treten erwartungsgemäss relativ hohe Rohcarotinoidwerte auf. Dünnschichtchromatographische Untersuchungen ergaben hauptsächlich erhöhte Werte von Carotinoidgarnituren der blaugrünen Algen wie Echinenon und Myxoxanthophyll aber auch von Chrsysophyceen und Diatomeen (Fucoxanthin und -derivate). In einem Fall (MO 99) konnte auch Okenon ein Pigment welches hauptsächlich von *Chromatium okenii* unter Sauerstoffdefizit gebildet wird, isoliert werden (vergl. Züllig, 1984).

Eine weitere Abweichung der Carotinoidkonzentration von den C_{org} und P_{tot}-Werten (Helbig, 1987) findet man zwischen A und B (siehe Abb. 10), wo verhältnismässig geringere Pigmentwerte auftreten.

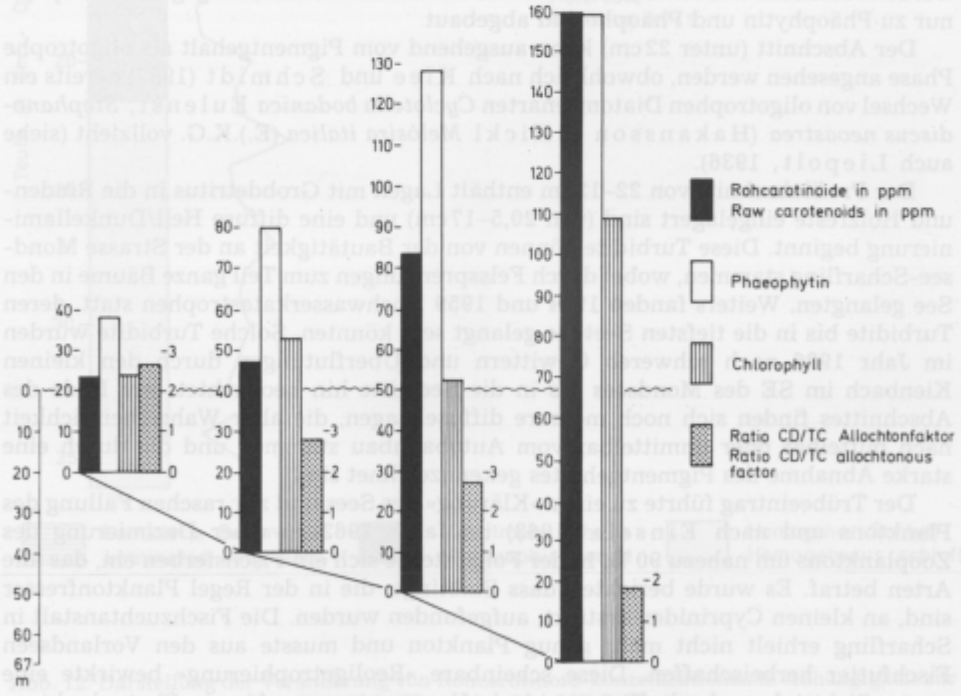


Abb. 11. Vertikalverteilung der Pigmente im Mondsee

Fig. 11. Vertical distribution of pigments in Mondsee

In den tiefsten Seebereichen unter 50 m findet naturgemäss die stärkste Sedimentakkumulation statt. Dort treten die höchsten Pigmentraten auf und korrespondieren mit dem C_{org} und P_{tot}-Gehalt.

Die »Normalverteilung« von Pigmenten in Bezug auf die Beckentiefe ist in Abb. 11 dargestellt. Die Abstufungen der Konzentrationskategorien ist auf Grund von Erfahrungswerten aus dem Mondsee und den benachbarten Vorlandseen vorgenommen worden und kann mit den im Sediment vorkommenden P_{tot}-Konzentrationen verglichen werden: der höchste im Mondsee gemessene P_{tot}-Wert 6000 ppm entspricht einer Carotinoidkonzentration von 285 ppm, ein Minimumwert von 400 ppm einem P_{tot} von 5 ppm.

Verteilung von Pigmenten in ausgewählten Profilen

Der Sedimentabschnitt (siehe Abb. 12) unter 22 cm besteht aus einer mehr oder weniger homogenen olivgrünen Kalkmudde mit ungefähr 2% Gehalt an C_{org} (Schmidt et al., 1985). Spuren von Bioturbation (fecal pellets) sind häufig (Klee & Schmidt, 1987).

Eigene pigmentanalytische Untersuchungen beispielsweise an Gammariden-Fäces zeigten einen extrem hohen Gehalt an Phäophytin, einem Abbauprodukt von Chlorophyll, welches durch intensiv dunkelgrüne Farbe des Extraktes auffällt. Ähnliche Ergebnisse konnten bei Extrakten homogenisierter Chironomiden erzielt werden. Offenbar werden Carotinoide fast zur Gänze verdaut, hingegen Chlorophyll nur zu Phäophytin und Phäophorbid abgebaut.

Der Abschnitt (unter 22 cm) kann ausgehend vom Pigmentgehalt als oligotrophe Phase angesehen werden, obwohl sich nach Klee und Schmidt (1987) bereits ein Wechsel von oligotrophen Diatomeenarten *Cyclotella bodanica* Eulenst, *Stephanodiscus neoastrea* (Hakansson & Hickl *Melosira italica* (E.).K.G. vollzieht (siehe auch Liepolt, 1936).

Der Profilabschnitt von 22–12 cm enthält Lagen mit Grobdetritus in die Rinden- und Holzreste eingelagert sind (von 20,5–17 cm) und eine diffuse Hell/Dunkellaminierung beginnt. Diese Turbidite können von der Bautätigkeit an der Strasse Mondsee-Scharfling stammen, wobei durch Felssprengungen zum Teil ganze Bäume in den See gelangten. Weiters fanden 1954 und 1959 Hochwasserkatastrophen statt, deren Turbidite bis in die tiefsten Seeteile gelangt sein könnten. Solche Turbidite wurden im Jahr 1986 nach schweren Gewittern und Überflutungen durch den kleinen Kienbach im SE des Mondsees bis in die Seemitte hin beobachtet. Am Ende des Abschnittes finden sich noch mehrere diffuse Lagen, die aller Wahrscheinlichkeit nach mittelbar oder unmittelbar vom Autobahnbau stammen und die durch eine starke Abnahme des Pigmentgehaltes gekennzeichnet sind.

Der Trübeeintrag führte zu einer »Klärung« des Sees und zur raschen Fällung des Planktons und nach Einsele (1963) im Jahre 1962 zu einer Dezimierung des Zooplanktons um nahezu 90%. In der Folge stellte sich ein Fischsterben ein, das alle Arten betraf. Es wurde berichtet, dass Saiblinge, die in der Regel Planktonfresser sind, an kleinen Cypriniden erstickt, aufgefunden wurden. Die Fischzuchtanstalt in Scharfling erhielt nicht mehr genug Plankton und musste aus den Vorlandseen Fischfutter herbeischaffen. Diese scheinbare »Reoligotrophierung« bewirkte eine grosse Sichttiefe und schaffte nun ideale Voraussetzungen für ein Phytoplanktonwachstum. Oberhalb dieser Turbiditlagen kommt es jeweils zu einem kräftigen Anstieg der Rohcarotinoidwerte auf über 150 ppm und somit zu eutrophen Stadien.

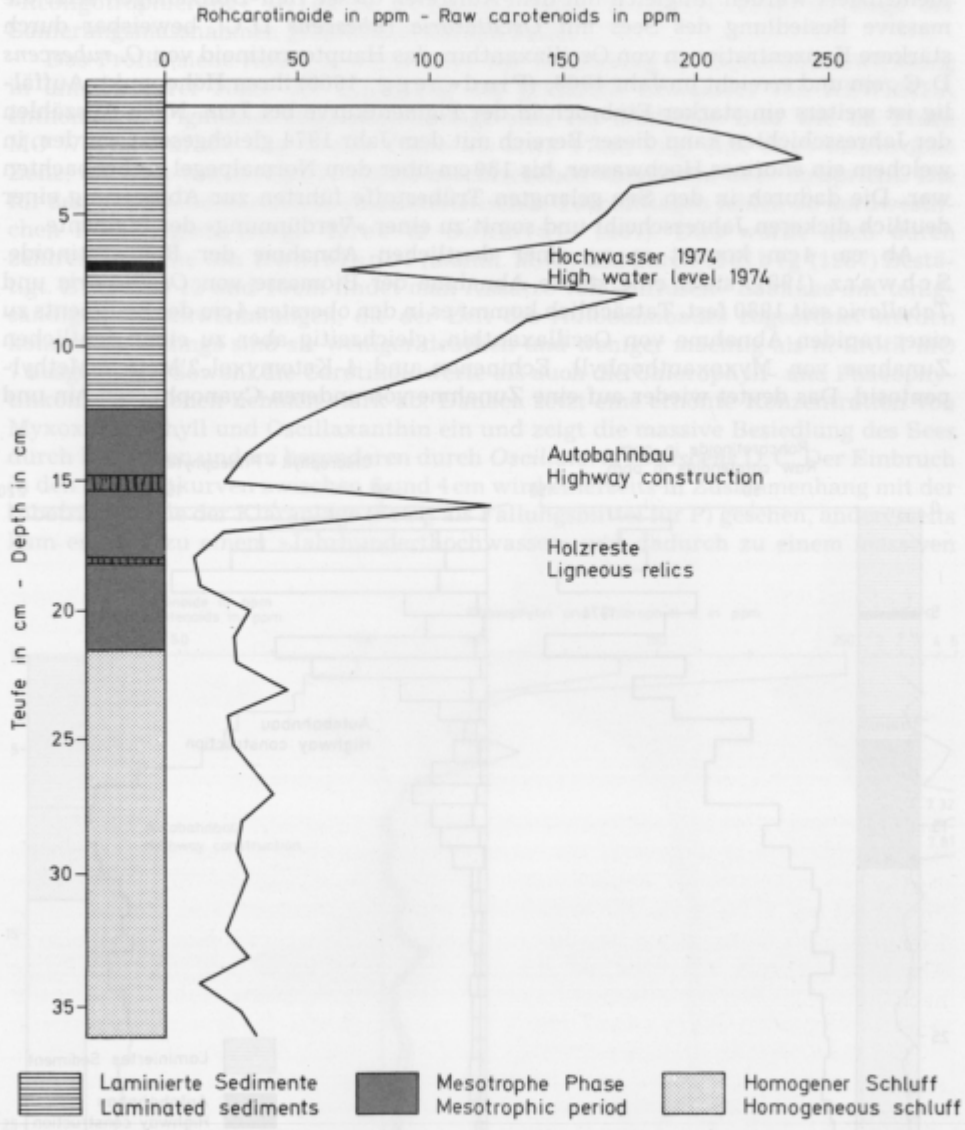


Abb. 12. Darstellung der Veränderung von Rohcarotinoid-konzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Kern Mondsee MO 7/67 m)

Fig. 12. Layout of changing of raw carotenoid concentrations depending upon the core depth (core Mondsee MO 7/67 m)

In der Folge bildeten sich ab etwa 12 cm charakteristische Hell-Dunkellagen von verschiedener Mächtigkeit, die von Schmidt et al. (1985) als Jahresschichten identifiziert wurden. Zugleich mit dem Auftreten dieser Hell-Dunkellagen setzt die massive Besiedlung des Sees mit *Oscillatoria rubescens* D.C., beweisbar durch stärkere Konzentrationen von Oscillaxanthin, das Hauptcarotinoid von *O. rubescens* D.C., ein und erreicht im Jahr 1968, (Findenegg, 1969) ihren Höhepunkt. Auffällig ist weiters ein starker Einbruch in der Pigmentkurve bei 7 cm. Nach Auszählen der Jahresschichten kann dieser Bereich mit dem Jahr 1974 gleichgesetzt werden, in welchem ein enormes Hochwasser, bis 180 cm über dem Normalpegel zu beobachten war. Die dadurch in den See gelangten Trübestoffe führten zur Ablagerung einer deutlich dickeren Jahresschciht und somit zu einer »Verdünnung« der Pigmente.

Ab ca. 4 cm kommt es zu einer deutlichen Abnahme der Rohcarotinoide. Schwarz (1981) stellt eine starke Abnahme der Biomasse von *Oscillatoria* und *Tabellaria* seit 1980 fest. Tatsächlich kommt es in den obersten 4 cm des Sediments zu einer rapiden Abnahme von Oscillaxanthin, gleichzeitig aber zu einer deutlichen Zunahme von Myxoxanthophyll, Echinenon und 4-Ketomyxol-2'Methyl-Methylpentosid. Das deutet wieder auf eine Zunahme von anderen Cyanophyceen hin und

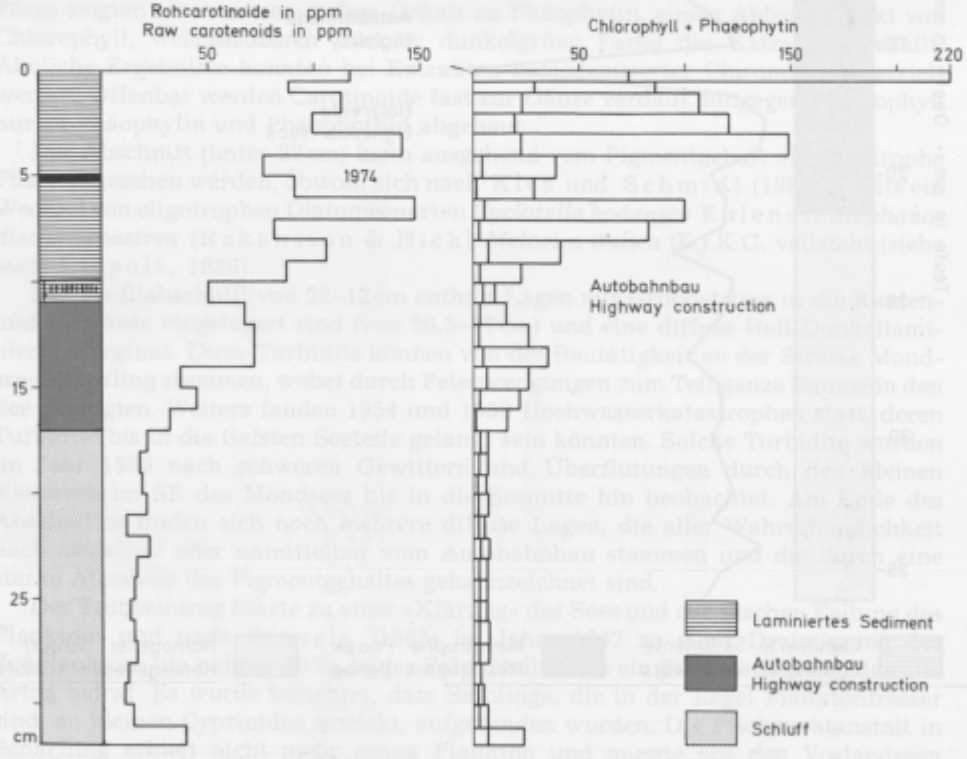


Abb. 13. Darstellung der Veränderung von Pigmentkonzentrationen in Abhängigkeit zur Korntiefe (Kern Mondsee 45 m, unterhalb der Wendeboje)

Fig. 13. Layout of changing of pigment concentrations depending upon the core depth (core Mondsee 45 m, below turning buoyancy)

wird von Dokulil (1984) bestätigt. Generell nehmen aber di Eutrophierungserscheinungen wie die Phosphorkonzentration ab (Moog, 1982), sodass von einer »Reoligotrophierung« (Klee & Schmidt, 1987; Dokulil, 1984) im Zuge der Sanierungsmassnahmen gesprochen werden kann.

Das Profil (siehe Abb. 13) wurde 1986 zur Erkundung der Sedimententwicklung in unmittelbarer Nähe der Einleitung des geklärten Abwassers von NEWRKLA entnommen. Pigmentstratigraphisch zeigt sich ein ähnliches Bild wie im Profil MO 7/67m. Auf die oligotrophe Phase bis etwa 17cm folgt eine oligo-mesotrophe Zone, die dem von Liepolt (1936) beschriebenen »Sergentia-See« entspricht. Die für den tiefsten Seebereich so charakteristischen Turbiditlagen fehlen im nordwestlichen Becken ganz (vergl. Klee & Schmidt, 1987). Dies wurde auch durch zahlreiche Kerne von Danielopol (mündl. Mitt.) und durch Helbig (1987) Bestätigt. Zwischen 12 und 10cm findet man Ansätze von »diffusen« Laminae mit tonigsandigen Einschwemmungen, die der Zeit des Autobahnbaues zugeordnet werden können. Allerdings sind sie weniger deutlich und weniger mächtig als in Profil MO 7 ausgebildet. Sowohl die Carotinoidwerte als auch die Chlorophyll- und Phaeophytinkonzentrationen nehmen stark ab. Danach setzt eine erhöhte Konzentration von Myxoxanthophyll und Oscillaxanthin ein und zeigt die massive Besiedlung des Sees durch Blaualgen und im besonderen durch *Oscillatoria rubescens* D. C. Der Einbruch in den Pigmentkurven zwischen 6 und 4cm wird einerseits in Zusammenhang mit der Inbetriebnahme der Kläranlage ($FeCl_2$ als Fällungsmittel für P) gesehen, andererseits kam es 1974 zu einem »Jahrhunderthochwasser« und dadurch zu einem massiven

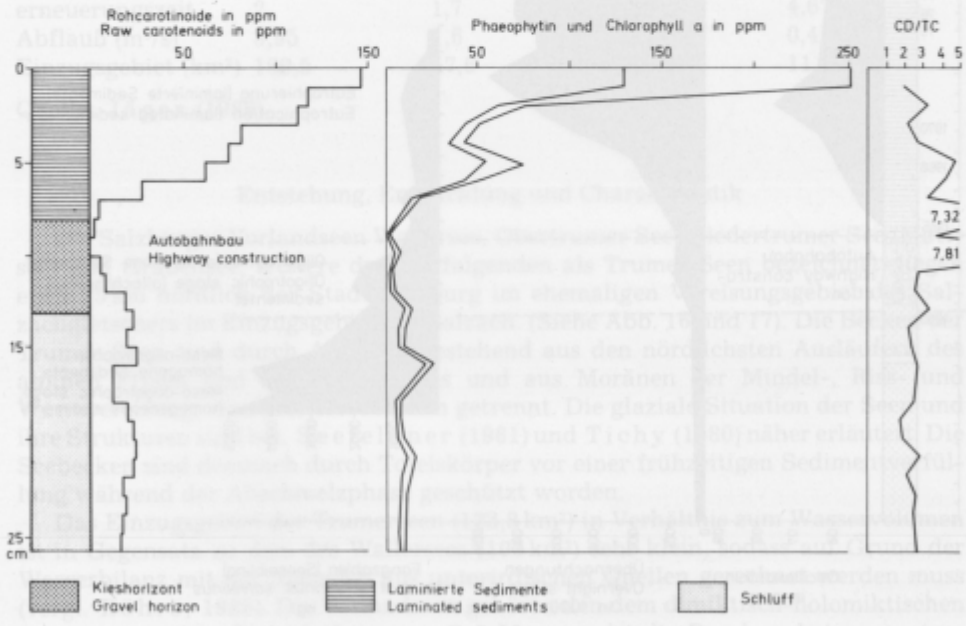


Abb. 14. Darstellung der Veränderung von Pigment- konzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Kern Mondsee MONH 1/45m)

Fig. 14. Layout of changing of pigment concentrations depending upon the core depth (core Mondsee MONH 1/45m)

Trübeeintrag, sodass sich eine extrem dicke Jahresschicht (siehe oben) ausbilden konnte. Die darüber liegenden Laminae sind durch eine relativ niedrige Sedimentationsrate gekennzeichnet. Sie zeichnen sich durch höhere Redoxpotentiale aus und sind mit Ausnahme der unmittelbaren Sedimentoberfläche nicht so reich an Pigmenten wie im tiefsten Seebereich. Das deutet auf eine bessere Sauerstoffsituation nach Inbetriebnahme der Kläranlage hin.

Dieses Profil (siehe Abb. 14) wurde aus dem Bereich der Schotter-Überfuhr vom Baggersee zu der damaligen Autobahnbaustelle bei Loibichl gezogen. Der Schotter wurde durch flache Schiffe (Pletten) über den See transportiert und bei Gefahr einfach in den See gekippt. So entstand ein Kieskörper mit enger räumlicher Verbreitung und wurde immer wieder in Kurzcores während der Beprobung im Rahmen laufender Institutsprogramme, vor allem durch Danielopol et al. (1985) gefunden. Die Arbeitsgruppe Benthos des Limnologischen Instituts in Mondsee plant eine genauere Kartierung dieses Kieskörpers, der als Laichgebiet für Saiblinge von einiger Bedeutung gewesen sein könnte.

Von 26–13 cm finden wir olivgrüne bis graue Kalkmudde (Kalkgyttja) mit relativ geringem Gehalt an Pigmenten aus der oligotrophen Seephase. Dann schiebt sich ein ca. 7 cm mächtiger Grobsandkomplex vom Autobahnbau ein der die geringsten Pigmentraten des gesamten Profils führt. Der allochthone Charakter wird durch die Ratio CD/TC verdeutlicht.

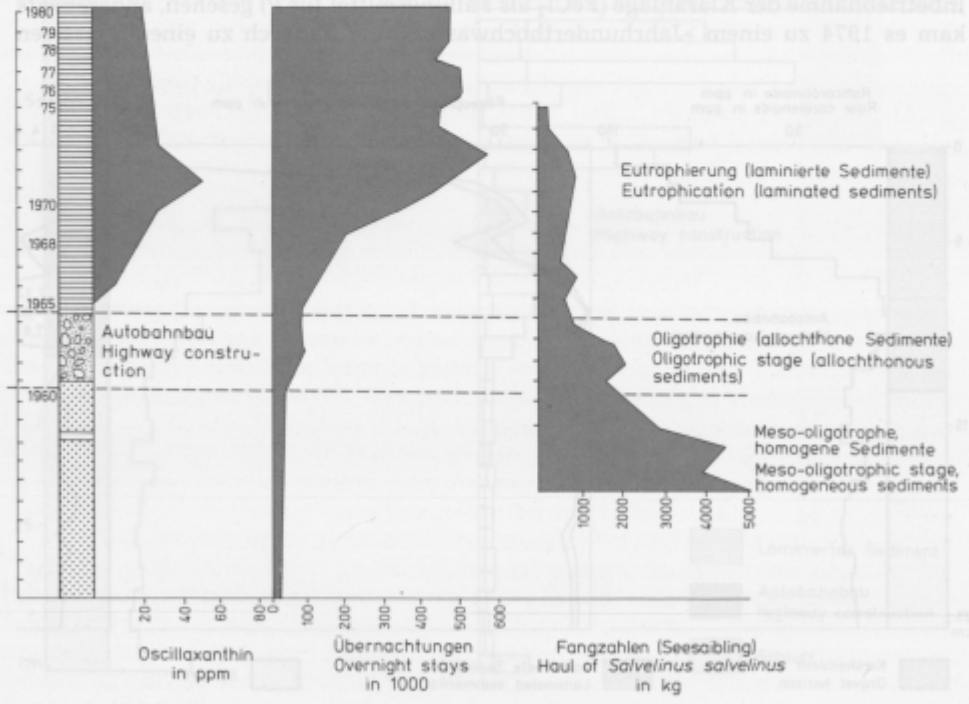


Abb. 15. Schematische Darstellung einiger wichtiger Parameter zur Eutrophierungsentwicklung des Mondsees

Fig. 15. Scheme of some important parameters demonstrating eutrophication development of Mondsee

Nach dieser »Reoligotrophierung« (s.o.) beginnt bei 7 cm wie in den anderen Profundalprofilen eine scharfe Hell-Dunkelschichtung mit steigendem Pigmentgehalt. Dieser Abschnitt entspricht wiederum der zunehmenden Eutrophierung im See (Abb. 15). Eine Abnahme dieses Vorgangs in jüngster Zeit kann an diesem Profil nicht gezeigt werden. Der Grund dafür lag in der teilweisen Abtragung, oder in Einflüssen durch die einmündenden Gewässer (Mühlbach, Wangauer-Ache) liegen (siehe auch Abb. 9).

Die Salzburger Vorlandseen

Stammdaten

	Wallersee	Obertrumer See	Grabensee	Niedertrumer See
Geogr. Breite	48°55′	48°59′	48°59′	48°59′
Geogr. Länge	13°10′	13°6′	13°6′	13°6′
Seehöhe m NN bei Mittelwasser	506	502,8	502	502,9
Seefläche (km²)	6,1	4,8	1,3	3,25
Max Tiefe (m)	23	36,3	14	42
Mittl. Tiefe (m)	12,5	17,4	9,3	17,1
Volumen (km³)	7,66	8,46	0,126	6,18
Theor. Wasser-erneuerungszeit	2	1,7	0,23	4,67
Abflauß (m³/s)	3,95	1,6	1,8	0,4
Einzugsgebiet (km²)	109,5	57,6	65	11,2

Quelle: Jäger (1986)

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Die Salzburger Vorlandseen Wallersee, Obertrumer See, Niedertrumer See (Mattsee) und Grabensee, letztere drei im folgenden als Trumer Seen bezeichnet, liegen etwa 25 km nördlich der Stadt Salzburg im ehemaligen Vereisungsgebiet des Salzachgletschers im Einzugsgebiet der Salzach. (Siehe Abb. 16 und 17). Die Becken der Trumer Seen sind durch Anhöhen bestehend aus den nördlichsten Ausläufern des alpinen Flysch und des Helvetikums und aus Moränen der Mindel-, Riss- und Würmvereisung, vom Wallerseebecken getrennt. Die glaziale Situation der Seen und ihre Strukturen sind bei, Seefeldner (1961) und Tichy (1980) näher erläutert. Die Seebecken sind demnach durch Toteiskörper vor einer frühzeitigen Sedimentverfüllung während der Abschmelzphase geschützt worden.

Das Einzugsgebiet der Trumerseen (133,8 km²) in Verhältnis zum Wasservolumen ist in Gegensatz zu dem des Wallersees (103 km²) sehr klein, sodass auf Grund der Wasserbilanz mit der Speisung aus unterirdischen Quellen gerechnet werden muss (vergl. Röhrs, 1986). Die Vorlandseen gehören den dem dimiktisch-holomiktischen Seetypus an. Eine Eisbedeckung von 2–3 Monaten ist die Regel, wobei es zu einer inversen Temperaturschichtung kommt. Seit dem Beginn der 60-er Jahre werden die Vorlandseen regelmässig durch die Bundesanstalt für Fischereiwirtschaft in Scharfling (Oberösterreich) limnologisch untersucht.

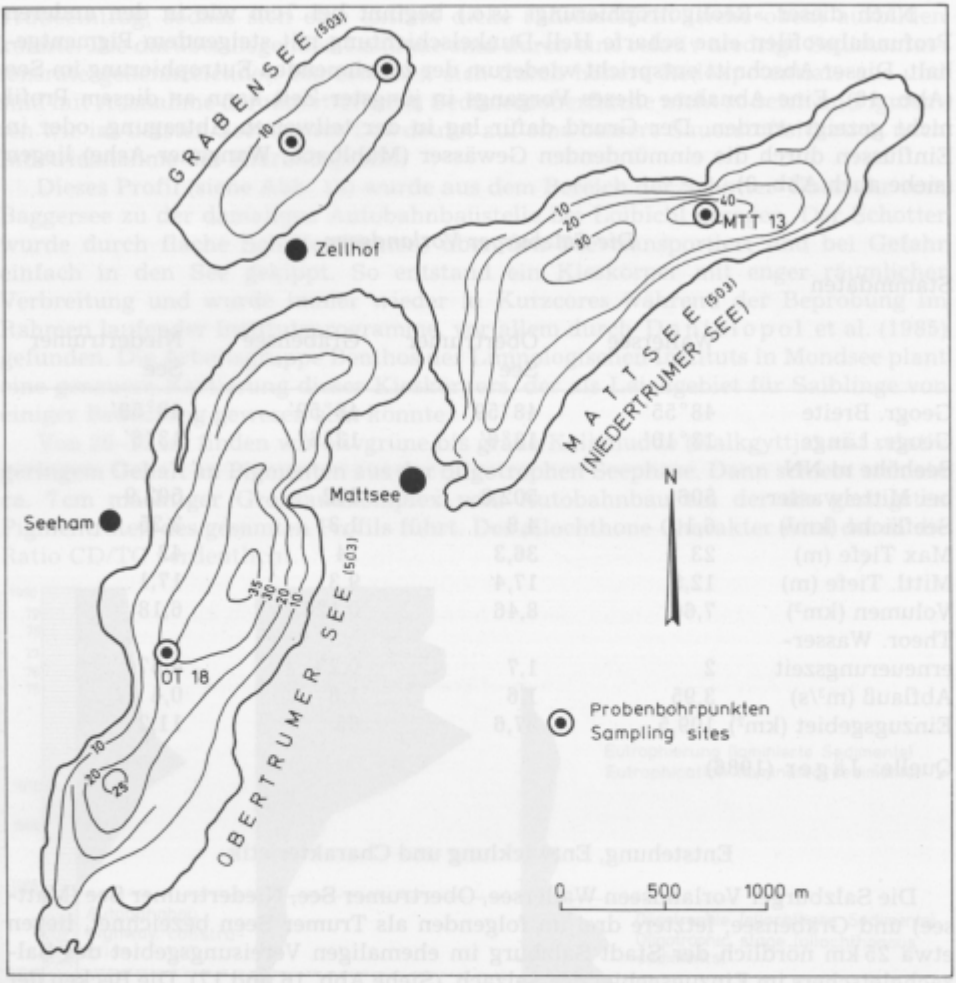


Abb. 16. Lageskizze der Trumer Seen mit Bohrpunkten
Fig. 16. Sketch – Position of Trumer Lakes and sampling sites

1962 trat erstmals *Oscillatoria rubescens* D. C. (Burgunderblutalge) am Obertrumer See auf (Czernin-Chudenintz, 1980). Im Herbst 1964 kam es in einer Bucht des Niedertrumer Sees (Findenegg, 1973) zu einer extremen Wasserblüte verursacht durch die blaugrüne Alge *Anabaena spiroida*. Ab 1965 nahm *Oscillatoria rubescens* D. C. verstärkt zu und verursachte seit 1968 spektakuläre Wasserblüten. Der Niedertrumer See blieb davon weitgehend verschont.

Diese Ereignisse führten zu einem grossangelegten Sanierungsprogramm durch die Salzburger Landesregierung. Im Rahmen einer Ökosystemstudie »Vorlandseen« wurden die vielfältigen Zusammenhänge untersucht und in einer Abhandlung zusammengefasst (Herausg. Jäger, 1968)

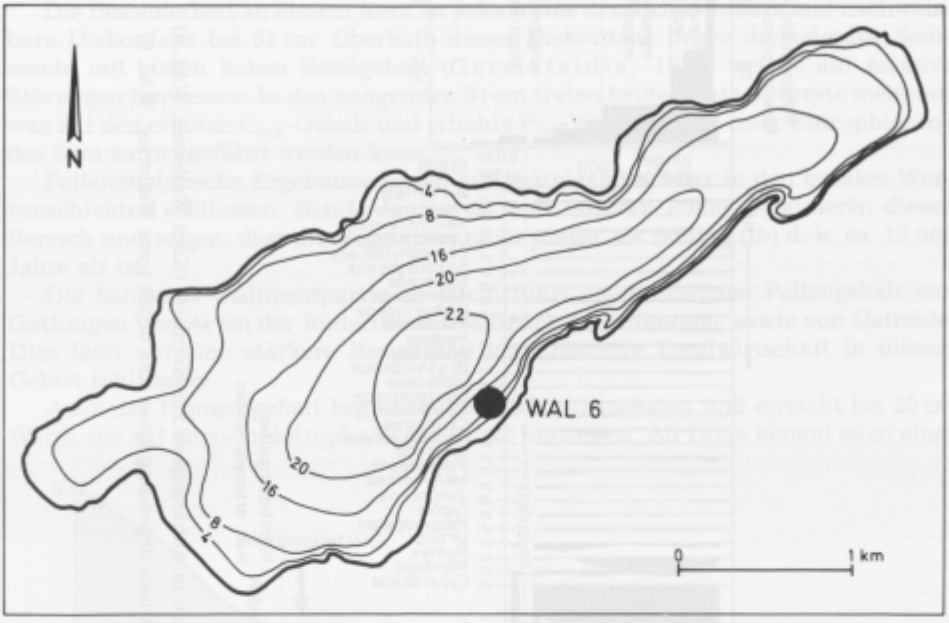


Abb. 17. Lageskizze des Wallersees mit Bohrpunkt
Fig. 17. Sketch – Position of Walersee and sampling site

Der Wallersee

Das Phytoplankton des Wallersees wird im wesentlichen durch Kieselalgen (vor allem *Tabellaria fenestrata* (LINGB.) K. G. dominiert, gefolgt von Feueralgen (*Ceratium* sp. und *Gymnodium* sp.). Als dritte Gruppe sind die Grünalgen zu nennen, die durch zahlreiche Taxa vertreten sind (vergl. Czernin-Chudenitz, 1986).

Geochemische Analysen der Sedimentoberfläche des Profundals (Röhrs et al., 1986) zeigen hohe C_{org} und P_{org}-Werte und somit eutrophe Verhältnisse.

Aus den zahlreichen erbohrten Kernen des Wallersees stand uns der Kern WAL 6 (Germatsidis, 1985) für pollen- und pigmentanalytische Untersuchungen zur Verfügung. Er wurde an einem Schelfhang in 11 m Wassertiefe entnommen und sedimentologisch und geochemisch untersucht (Röhrs et al., 1986).

Ergebnisse

Von 106–61 cm (siehe Abb. 18) sind nur geringe Pigmentkonzentrationen nachzuweisen. Der P_{tot}-Gehalt übersteigt 400 ppm in keinem Fall, der C_{org}-Gehalt bewegt sich unter 1 %. Röhrs et al. (1986) fanden grosse Mengen von Characeenresten, die nach Lang (1967) im Bodensee auf oligo-mesotrophe Sand- und Siltböden beschränkt sind und nach Forsberg (1964) sehr empfindlich auf überhöhte Phosphorwerte reagieren. Demnach hat der Wallersee bis ca. 900 v.h. einen oligo-mesotrophen Zustand durchlaufen. Aufgrund der geringen Rohcarotinoidkonzentration und des Fehlens von Blaualgen- und Bakterienfarbstoffen kann sogar mit einiger Sicherheit eine oligotrophe Phase angenommen werden.

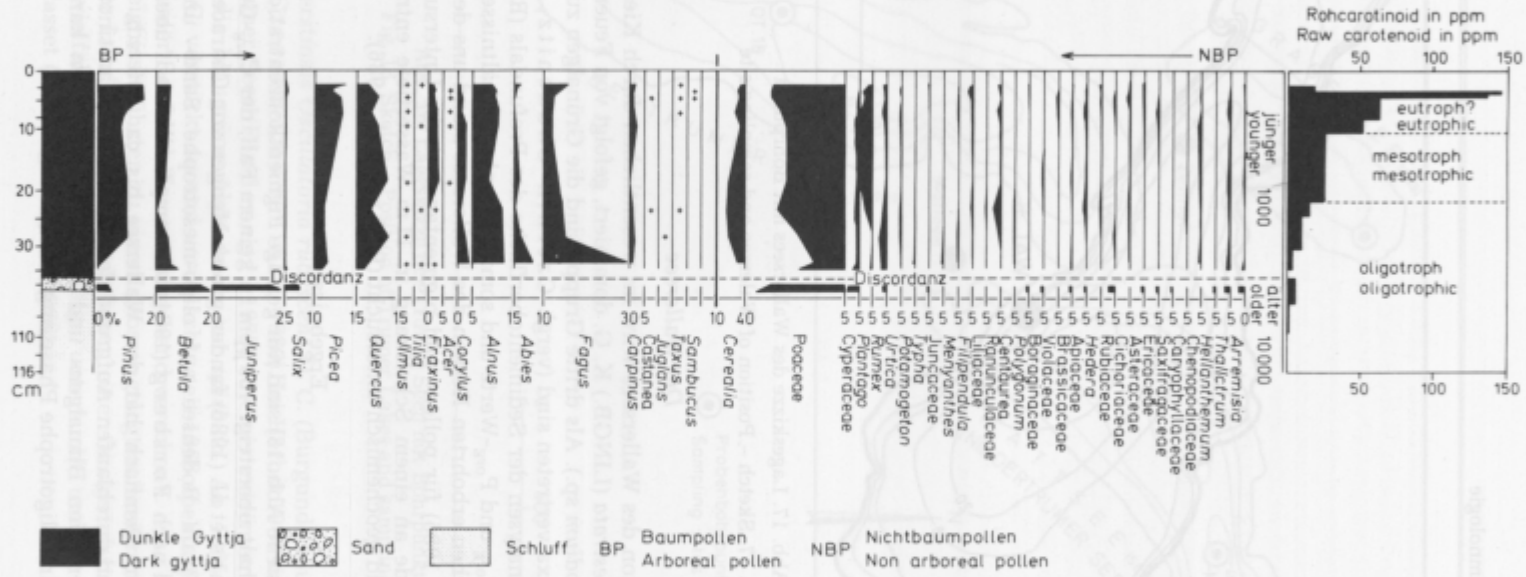


Abb. 18. Darstellung der Veränderung von Pollen und Rohcarotinoiden in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Kern Wallersee, WAL 6)

Fig. 18. Layout of variation of pollen- and raw carotenoid concentrations depending upon core depth (core Wallersee, WAL 6)

Die Besonderheit an diesem Kern ist jedoch eine deutlich sichtbare und nachweisbare Diskordanz bei 62 cm. Oberhalb dieser Diskordanz liegen dunkelgraue Sedimente mit einem hohen Sandgehalt (Germatsidis, 1985) welche auf massive Störungen hinweisen. In den hangenden 61 cm treten keine Characeenreste mehr auf was auf den erhöten C_{org}-Gehalt und erhöhte P_{tot}-Werte infolge einer Eutrophierung des Sees zurückgeführt werden kann.

Pollenanalytische Ergebnisse lassen auf spätglaziales Alter in den basalen Warvenschichten schliessen. *Betula-Juniperus-* und *Poaceen* Pollen dominieren diesen Bereich und zeigen, dass die Vegetation nicht jünger als Bölling (Ib) d. h. ca. 13.000 Jahre alt ist.

Die hangende Sedimentpartie ab 60 cm führt einen erhöhten Pollengehalt von Gattungen und Arten der Ruderlflora wie *Urtica* und *Plantago*, sowie von Getreide. Dies lässt auf eine stärkere Besiedlung und intensive Landwirtschaft in diesem Gebiet schliessen.

Auch der Pigmentgehalt beginnt allmählich zuzunehmen und erreicht bei 25 cm Werte, die auf oligo-mesotrophe Verhältnisse hinweisen. Ab 10 cm kommt es zu einer

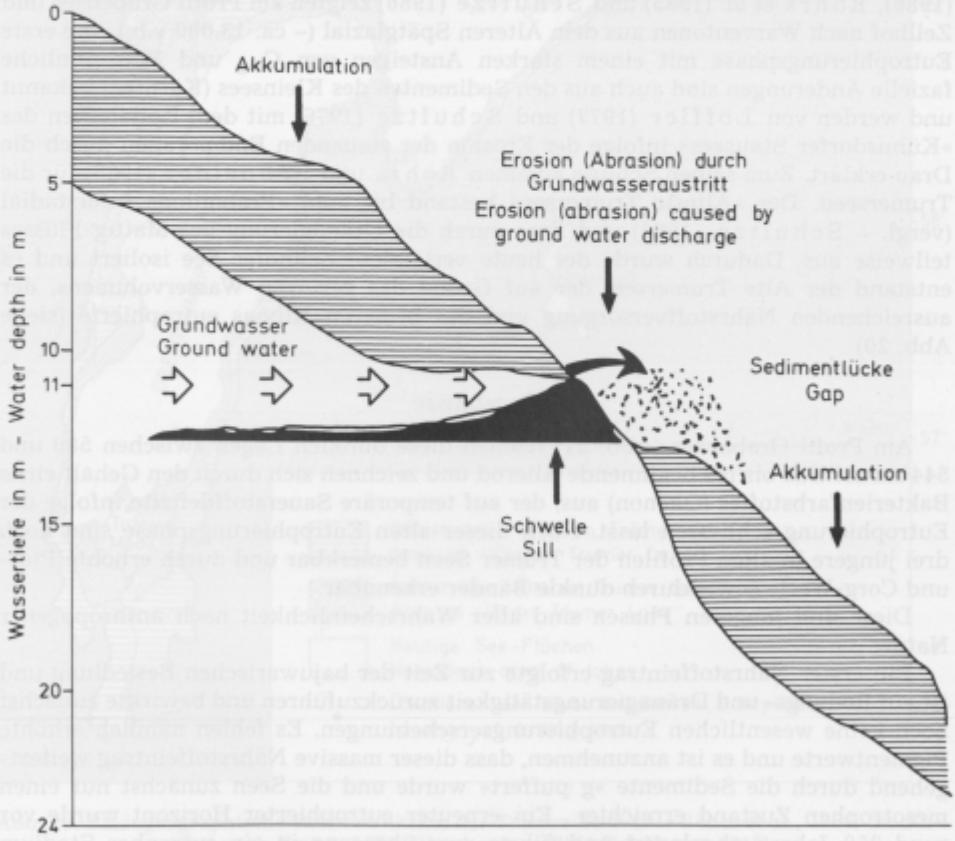


Abb. 19. Situation einer Schichtlücke (wie am Wallersee)

Fig. 19. Situation of a stratigraphic gap (like in Wallersee)

rapiden Zunahme der Rohcarotinoide mit erhöhten Konzentrationen von Myxoxanthophyll und Oscillaxanthin (Blaualgenpigmente) was auf zunehmende Eutrophierung hindeutet.

Wie oben schon erwähnt, ist das Auftreten dieser Diskordanz von grossem Interesse, da sie nicht nur auf den Wallersee beschränkt ist, sondern auch in den Trumerseen und am Mondsee beobachtet wurde. Die Frage nach der Ursache ist noch weitgehend ungeklärt, doch kann man sich vorstellen, dass der eiszeitliche Gletscher härtere Gesteinsrücken nicht abgetragen hat und so parallel zum Ufer verlaufende Barrieren stehen liess. Das an diese Schwellen anprallende Grundwasser steigt auf und erodiert die Sedimente an deren Oberfläche oder verhindert überhaupt eine Sedimentation, wenn die Strömung start genug ist (siehe Abb. 19, vergel. Behbehani et al., 1985).

Trumer Seen

Der Untersuchungsschwerpunkt lag bei den Trumer Seen in der Rekonstruktion der Eutrophierungsentwicklung in Zeit und Raum. Untersuchungen von Schmidt (1986), Röhrs et al. (1985) und Schultze (1986) zeigten am Profil Grabensee und Zellhof nach Warventonen aus dem Älteren Spätglazial (– ca. 13.000 v.h.) eine erste Eutrophierungsphase mit einem starken Ansteigen von C_{org} und P_{tot}. Ähnliche fazielle Änderungen sind auch aus den Sedimenten des Kleinsees (Kärnten) bekannt und werden von Löffler (1977) und Schultze (1976) mit dem Kollabieren des »Kühnsdorfer Stausees« infolge der Erosion der stauenden Endmoränen durch die Drau erklärt. Zum selben Schluss kommen Röhrs und Schneider (1985) für die Trumerseen. Der »Älteste Trumersee« bestand bis zum »Prabölling« Interstadial (vergl. – Schultze, 1984) und floss durch die Dränagierung des Mattig-Flusses teilweise aus. Dadurch wurde der heute verlandete Zellhofer See isoliert und es entstand der Alte Trumersee, der auf Grund des geringen Wasservolumens, der ausreichenden Nährstoffversorgung und des besseren Klimas eutrophierte (siehe Abb. 20)

Ergebnisse

Am Profil Grabensee (Abb. 21) reichen diese dunklen Lagen zwischen 580 und 544 cm zeitlich bis ins beginnende Alleröd und zeichnen sich durch den Gehalt eines Bakterienfarbstoffes (Okenon) aus, der auf temporäre Sauerstoffdefizite infolge der Eutrophierung schliessen lässt. Nach dieser alten Eutrophierungsphase sind noch drei jüngere in allen Profilen der Trumer Seen bemerkbar und durch erhöhte Ptot- und Corg-Werte sowie durch dunkle Bänder erkennbar.

Diese drei jüngeren Phasen sind aller Wahrscheinlichkeit nach anthropogener Natur:

Ein erster Nährstoffeintrag erfolgte zur Zeit der bajuwarischen Besiedlung und ist auf Rodungs- und Dränagierungstätigkeit zurückzuführen und bewirkte zunächst noch keine wesentlichen Eutrophierungserscheinungen. Es fehlen nämlich erhöhte Pigmentwerte und es ist anzunehmen, dass dieser massive Nährstoffeintrag weitestgehend durch die Sedimente »g puffert« wurde und die Seen zunächst nur einen mesotrophen Zustand erreichten. Ein erneuter eutrophierter Horizont wurde vor rund 350 Jahren abgelagert und führte zum übergang in ein eutrophes Stadium welches bis heute andauert. Diese Eutrophierungsphase wurde mit verstärkter Besiedlung und der Brauereigründung in Obertrum erklärt (Röhrs et al., 1986,

Schultze, 1986). Nach neueren überlegungen könnten aber auch klimatische Änderungen eine nicht geringe Rolle spielen. Archäologische Untersuchungen von Czech (1980) am Zellersee (Irrsee) brachten einen Fund eines heute in 3 m Wassertiefe liegenden und mit 300 v.h. datierten Blockbaues aus Holz zutage, der nach Ansicht der Archäologen weder technisch unter Wasser errichtet werden noch irgend einen funktionellen Zweck in dieser Lage erfüllt haben konnte. Nachdem er also an Land errichtet worden ist, muß der Seespiegel zu dieser Zeit un 3 m tiefer gelegen haben.

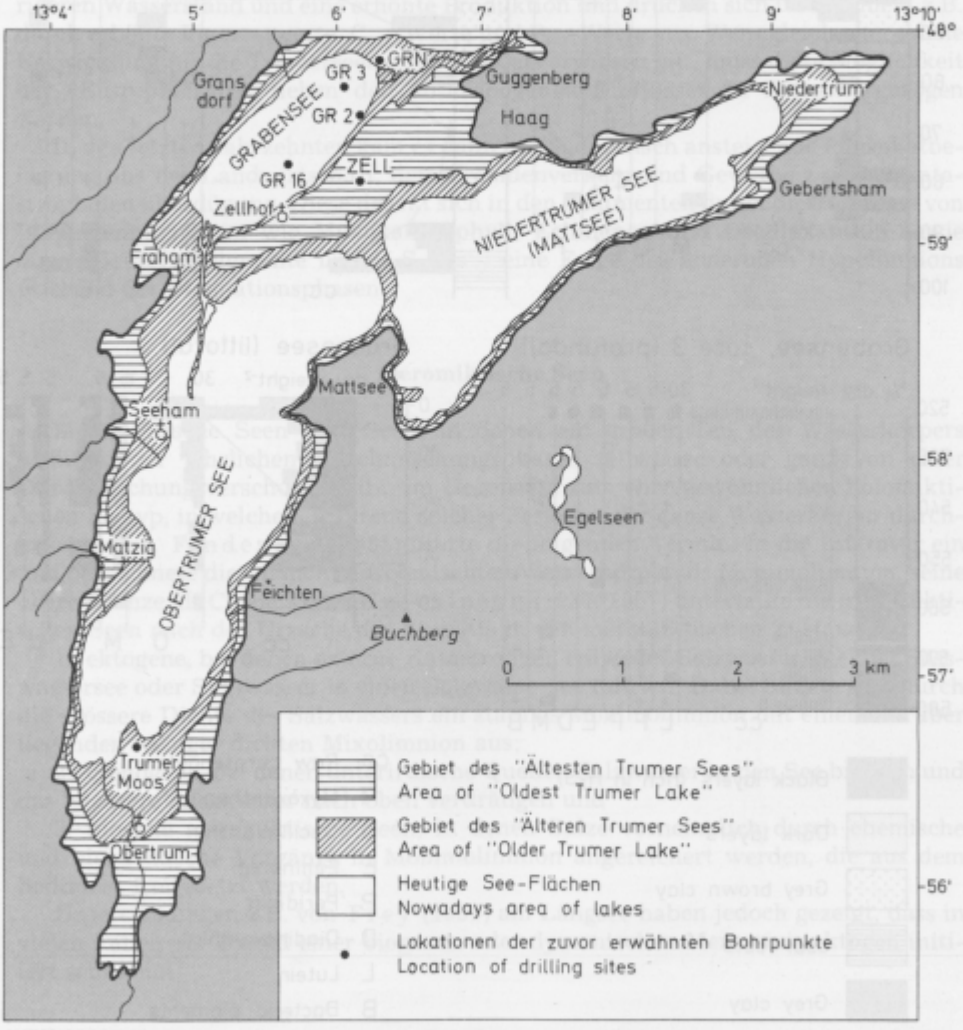


Abb. 20. Paläogeographische Rekonstruktion der Trumer Seen (aus Röhrs et al., 1986: modifiziert nach Krisai, 1975; Weinberger, 1955; Del Negro, 1948)

Fig. 20. Paleogeographical reconstruction of Trumer Lakes (taken from Röhrs et al., 1986: modified after Krisai, 1975; Weinberger, 1955; Del Negro, 1948)

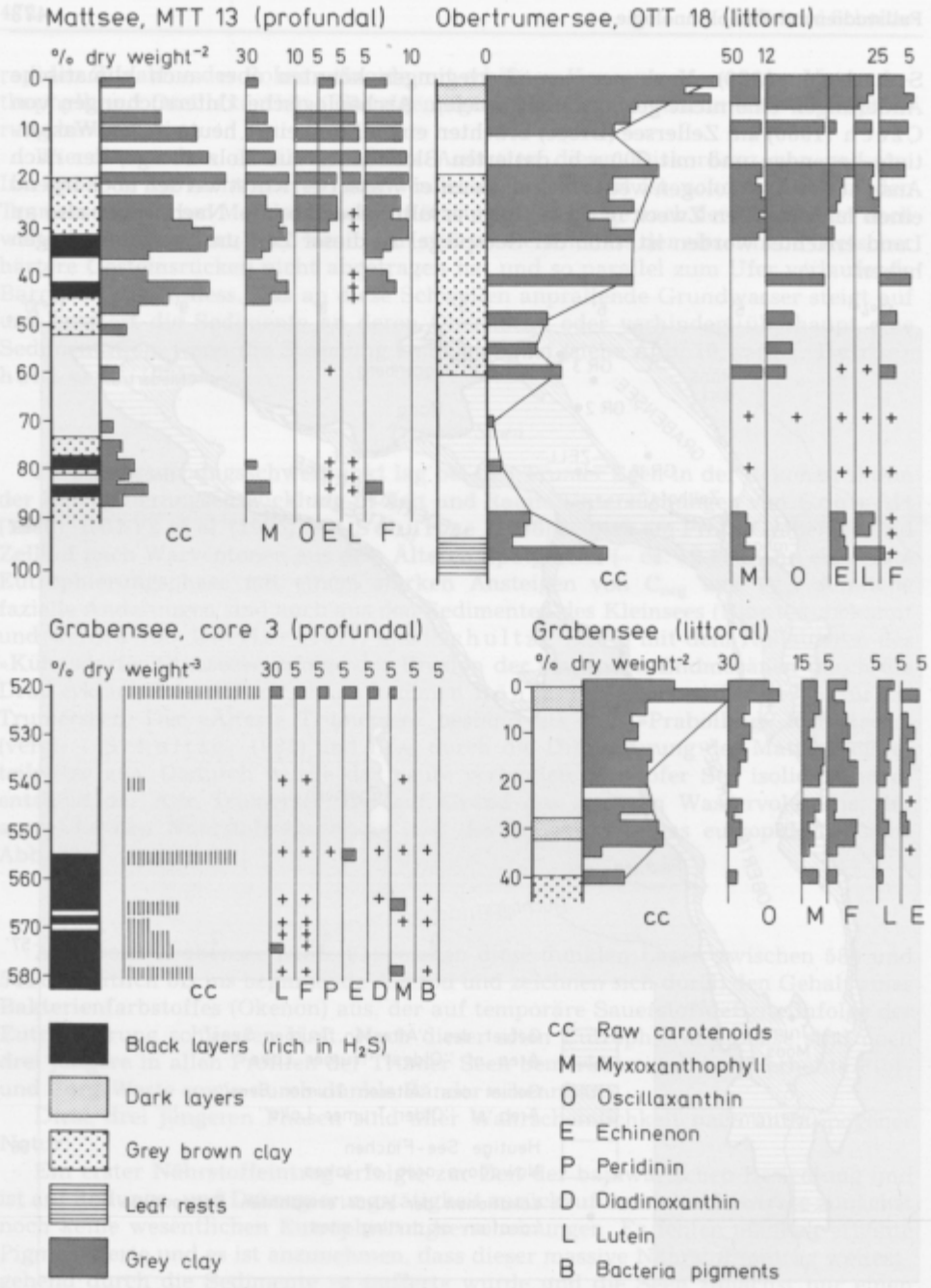


Abb. 21. Darstellung der Veränderung von Rohcarotinoid-konzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Mattsee, MTT 13; Obertrumersee, OTT 18; Grabensee Core 3; Grabensee litoral)

Fig. 21. Layout of changing of raw carotenoid concentrations depending upon the core depth (Mattsee, MTT 13; Obertrumersee, OTT 18; Grabensee core 3; Grabensee littoral)

Dieses Phänomen könnte, wie sooft in der Wissenschaft, mit lokalen Ereignissen wie etwa einer Meliorierung des Sees und späterer Verlandung der Dränagen erklärt werden. Doch haben Beispiele wie die neolithischen Pfahlbauten an den Salzkammergutseen, den eindeutigen Beweis erbracht, dass Seespiegelschwankungen im Bereich bis zu 3 m möglich waren und eigentlich keine Seltenheit darstellen (Offenberger, 1985). Nach bisherigen Befunden (siehe unten) sind solche Seespiegelschwankungen Europa-, ja sogar weltweit verbreitet und die Folge von überregionalen Klimapendelungen. Trockene und wärmere Klimaperioden bewirken einen niedrigeren Wasserstand und eine erhöhte Produktion und drücken sich im Sediment z.B. durch erhöhte Pigmentwerte, C_{org}-Werte und P_{tot}-Werte aus. Wenngleich eine solche Entwicklung für die Trumerseen noch nicht als erwiesen gilt, muss diese Möglichkeit der »Eutrophierung« neben den anthropogenen Einflüssen in Betracht gezogen werden.

In den letzten Jahrzehnten kam es dann durch drastisch ansteigende Phosphatbelastung aus der Landwirtschaft, dem Fremdenverkehr und Gewerbe zu einer katastrophalen überdügung. Diese drückt sich in den Sedimenten durch die Zunahme von Blaualgenpigmenten wie Myxoxanthophyll, Echinenon und Oscillaxanthin sowie durch Bakterienpigmente und H_2S aus – eine Folge des anaeroben Hypolimnions während der Stagnationsphasen.

Meromiktische Seen

Meromiktische Seen sind Seen, in denen ein großer Teil des Wasserkörpers während der jährlichen Durchmischungsphasen teilweisse oder ganz von einer Durchmischung verschont bleibt, im Gegensatz zum eher gewöhnlichen holomiktischen Seetyp, in welchem während solcher Perioden der ganze Wasserkörper durchmischt wird. Findenegg (1935) führte die folgenden Termini in die Literatur ein und bezeichnete diesen nicht durchmischten Wasserkörper als Monimolimnion, seine obere Grenze als Chemokline. Hutchinson (1937, 1957) unterteilte die meromiktischen Seen nach der Ursache des Eintritts in den meromiktischen Zustand in:

1. ektogene, bei denen externe Katastrophen entweder Salzwasser in einen Süsswassersee oder Süsswasser in einen Salzwassersee führten. Dabei bildete sich durch die grössere Dichte des Salzwassers ein stabiles Monimolimnion mit einem darüber liegenden weniger dichten Mixolimnion aus;
2. crenogene, bei denen unterirdische Quellen Salzwasser in den See bringen und das leichtere Süsswasser nach oben verdrängen und
3. biogene meromiktische Seen, in denen Salze vornehmlich durch chemische und biochemische Vorgänge in Monimolimnion angereichert werden, die aus dem Sediment freigesetzt werden.

Untersuchungen z.B. von Frey (1955) am Längsee haben jedoch gezeigt, dass in vielen Fällen der Grund einer biogenen oder dynamischen Meromixis ektogen initiiert sein kann.

Der Längsee

Stammdaten:

Seehöhe (m NN bei Mittelwasser)	548
Seefläche (km²)	0,76

Max. Tiefe (m)	21
Mittlere Tiefe (m)	13,4
Volumen (km³)	0,10
Theor. Wassererneuerungszeit in Jahren	7,6
Einzugsgebiet (km²)	5,36

Quelle: Schultz & Kanz (1984)

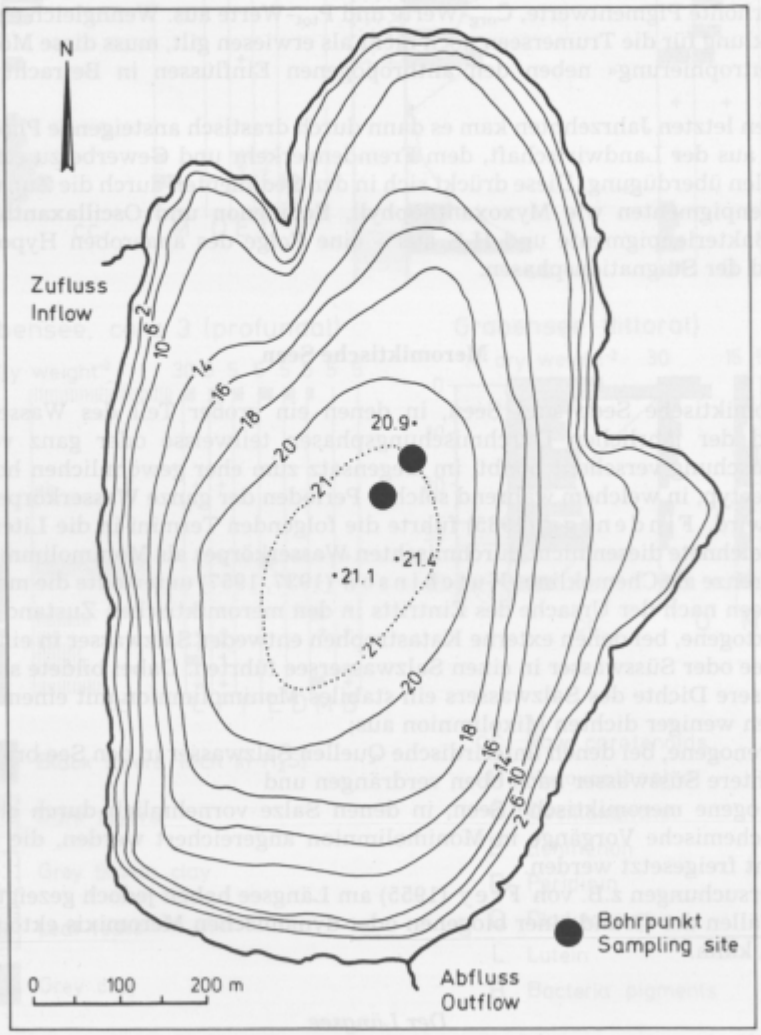


Abb. 22. Lageskizze des Längsees mit Bohrpunkten

Fig. 22. Sketch – Map of Längsee and sampling sites

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Die erste Erhebung zur Entwicklung des Längsees stammt von Frey (1955, 1956). Später wurden Untersuchungen von Löffler et al. (1973), Fritz (1973), Harmsworth (1984) sowie eigene Untersuchungen angeschlossen. Frey führt das Einsetzen der Meromixis auf den von ihm »erste Siedlungsphase« bezeichneten Abschnitt, etwa 400 v.h. zurück. Diese Besiedlung ist durch ein charakteristisches Sedimentpaket von ca. 15 cm Mächtigkeit dokumentiert, bestehend aus minerogenen und organogenen Wechsellagen als Ausdruck massiver Bodenerosion im Einzugsgebiet infolge von Waldrodung und bewirkt nach Frey (1956) durch den Eintrag von Salzen die Ausbildung eines Monimolimnions. Löffler (1972 a, b) dagegen ist der Ansicht, die Meromixie habe sich wie in vielen anderen Kärntner Seen bereits mit dem Ausklingen des Spätglazials, in manchen Fällen sogar schon mit Einsetzen der Wiederbewaldung eingestellt. Diese Ansicht wird begründet durch Ausfallen von Ostrakoden verbunden mit einem gleichzeitigen Sedimentwechsel von Ton zu Gyttja. Harmsworth (1984) widerspricht beiden Meinungen nicht direkt, wenngleich er mit dem Einsetzen der Gyttjabildung zumindest saisonale Sauersofffreiheit postuliert.

1984 wurden vom Verfasser jeweils an der tiefsten Stelle (21 m) ein Kurzprofil (250 mm) und 1985 im Rahmen des Paläolimnologiekongresses ein Langprofil abgeteuft um dieser Fragestellung nochmals nachzugehen. Diese Proben wurden ergänzt durch Kajak-Cores von 30 cm Länge, um die obersten Sedimentpartien näher zu untersuchen und die Sapropelverteilung zu studieren. Von einer der Halbschalen des Langprofils wurden von Merkt Dünnschliffe angefertigt und von H. Müller (beide Hannover) pollenanalytische Untersuchungen zur Chronologie durchgeführt (mündl. Mitt.).

Profilbeschreibung

500–430 cm: Hellgrauer, spätglazialer Schluff der oligotrophen Seephase
430–425 cm: Übergang zu Gyttja
425–397 cm: Gyttja, fein laminiert, meso-eutrophe Seephase
397 cm: feine Tufflage (Laacher Bimstuff)
397–175 cm: laminierte Detritusgyttja, eutrophe Seephase
175–159 cm: Wechsellagen aus Ton und organischem Material mit Kohleanteilen
159– 8 cm: Sapropel, mesoeutrophe Seephase
8– 0 cm: Helle, rosafarbene Kalkgyttja, durchlüftetes Sediment?

Ergebnisse

Die Besonderheit der profundalen Längseesedimente (siehe Abb. 23) stellt zweifelsohne der extrem hohe Gehalt an Rohcarotinoiden dar. Bisher sind dem Verfasser – mit Ausnahme von Meeresbuchten wie der Veliko Jezero auf Mljet – keinerlei derartigen Konzentrationen bekannt geworden. Schon während des älteren Spätglazials übertrifft der Carotinoidgehalt mit 150–200 ppm Sedimente heutiger eutropher Seen.

Dies ist dadurch zu erklären, dass der Längsee ursprünglich 3 x so gross war als heute und dass sich sein Abfluss nach Abschmelzen des Eises tief in die Moränen einschneiden konnte, was zu einer Absenkung des Wasserspiegels und zu einer raschen Verlandung des Sees führte. Damit waren genügend Nährstoffe für eine stärkere Phytoplanktonentwicklung vorhanden. Bereits um ca. 13.000 v.h., an der Wende Älteres-Jüngeres Spätglazial (Schultze 1984 a, b) kam es zu ersten Sauer-

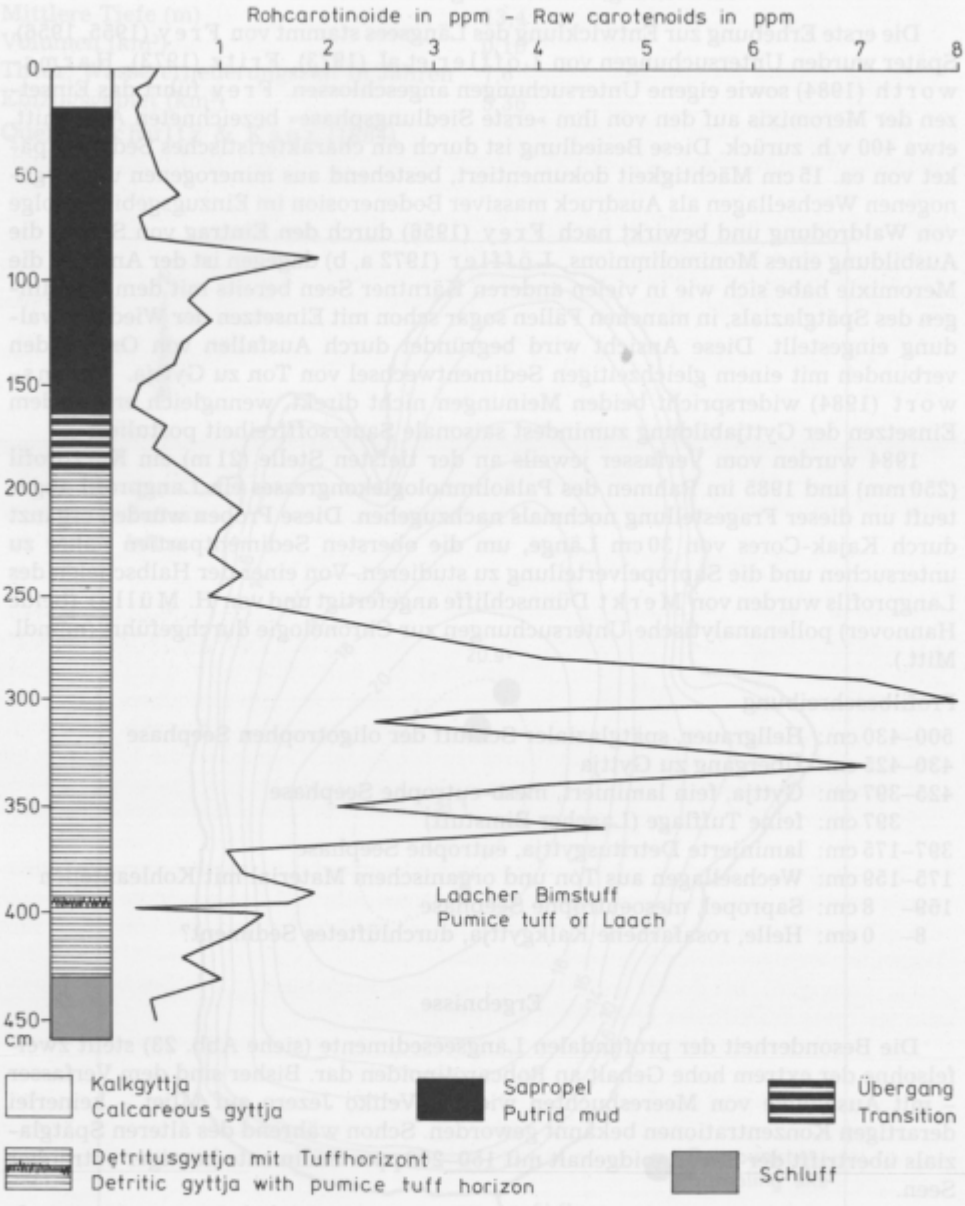


Abb. 23. Darstellung der Veränderung der Rohcarotinoid-konzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Langprofil Längsee, 21 m)

Fig. 23. Layout of changing of raw carotenoid concentrations depending to the core depth (long profile Längsee, 21 m)

stoffdefiziten. Verschiedene Schwefelbakterien fanden ausreichend Nahrung und im Sediment wurde Okenon abgelagert, das den indirekten Beweis für das Vorkommen von Chromatien (Athirrodaceae) liefert. Es wurden auch Spuren von Sphäroidin und Sphaeroidenon gefunden – Pigmente die auf das Vorkommen von *Rhodopseudomonas* sp. hinweisen (Züllig 1985) und wichtige Kriterien für das Abschätzen ehemaliger Sauerstoffsituationen darstellen. Züllig (1985) züchtete *Rhodopseudomonas sphaeroides* unter streng anaeroben Bedingungen und zeitweisen Luftzutritt und konnte nachweisen, dass unter aeroben Bedingungen kein Sphaeroidenon gebildet wird. Davon wird unter noch gesprochen werden müssen.

Eine weitere Besonderheit der Längsee-Sedimente stellt das Auffinden des Laacher Bimstuffes dar. Bisher konnte er auf österreichischem Gebiet südlich der Alpen noch nicht gefunden werden. Es wurde durch Merkt (mündl. Mitt.) mit Hilfe von Dünnschliffen und durch mineralogische Untersuchungen als solcher identifiziert. In der Rohcarotinoidkurve (bei 397 cm) ist entsprechend zum allochthonen Tuffhorizont ein starker Einbruch der Pigmentwerte auf unter 100 ppm zu bemerken. Danach kommt es wiederum zu einem rapiden Anstieg und zum Auftreten von Okenon und Lycopenal, was auf verschiedene Species von *Chromatium* und *Lamprocystis* sp. zurückgeführt werden kann (vergl. Pfennig, 1978 a, b) und auf temporäre Sauerstoffdefizite hindeutet.

Der folgende Abschnitt von 360–250 cm ist durch extrem hohe Rohcarotinoidwerte (bis zu 8000 ppm) mit starken Fluktuationen gekennzeichnet, die in zeitlicher Korrelation zu der von Kral (1979) gegebenen Klimakurve zu sehen sind. Die Spitzen zeigen Perioden mit extrem hoher Produktion und extrem hoher Bakerientätigkeit unter trocken warmen Klimaverhältnissen an, deren Folge jeweils Seespiegeltiefstände sind.

Die Kurventäler 350 cm, 310 cm und 250 cm könnten den mit den Gletscherhochständen (Schlaten-Venediger- und Frosnitzschwankung) (Bortenschlager & Patzelt, 1969) einhergehenden Transgression gleichgesetzt werden. Eigene pollenanalytische Befunde bestätigen diese Annahme weitgehend.

Die höchste Produktion an Pigmenten wird bei 300 cm erreicht. Neben dem Hauptanteil, den verschiedene Bakterienpigmente bilden, kommen nun noch Fucoxanthin und Myxoxanthophyll verstärkt vor, was eine Umgestaltung der Phytoplanktongesellschaften erkennen lässt. Fucoxanthin als Hauptpigment der Chrysophyceae und Diatomeae sowie Myxoxanthophyll als Blaualgenpigment sprechen für diesen Wechsel.

Löffler (1973) beschreibt das Ausfallen der Ostracoden und Chironomiden (wie bei 300 cm) als Folge der einsetzenden Meromixis, »obschon lange sauerstofflose Jahresabschnitte vor dem eigentlichen Beginn der Meromixis nicht auszuschliessen sind«.

Kleinere Pigmentgipfel bei 240 und 210 cm zeigen nochmals ein Ansteigen der Produktion und leiten zu einer diffusen Laminierung des Sediments über. Diese übergangsphase von 185–150 cm entspricht nach Frey (1956) einem Alter von 3000–4000 Jahren und resultiert aus Turbiditen in Wechsellagen mit Sapropel. Das Material wurde in der extrem feuchten Klimaperiode des Älteren Subatlantikums aus den durch Rodung entblössten Grundmoränen der Umgebung des Sees ausgewaschen und könnte eine solche Dichtezunahme bewirkt haben, sodass eine Vollzirkulation ausblieb.

Unserer Annahme nach ist dieser Klimawechsel mehrfach belegt und führte zur selben Zeit in Mitteleuropa nördlich der Alpen zu einem Ansteigen der Seespiegel um

mindestens 2–3 wenn nicht bis 4 m. Als Beweis dafür können die »ertrunkenen« Pfahlbauten am Mondsee und Attersee genannt werden die heute 2–3 m unter dem Wasserspiegel liegen (Offenberger, 1985). Das verstärkte Auftreten von Buchen- und Tannenpollen spricht ebenfalls für feucht-kühle Verhältnisse an der grenze Subboreal : Subatlantikum um etwa 3000 v.h.

Nach dieser Phase kam es wiederum zu einer »Beruhigung« der Situation im See. Die sedimentierenden Trübstoffe fällten einen Grossteil der Biomasse und führten zu einer »Reoligotrophierung« des Sees ähnlich wie nach dem »Autobahnhorizont« am Mondsee (siehe oben). Danach waren die – für ein extremes Algenwachstum notwendigen – Licht – und Nährstoffverhältnisse geschaffen und die Folge war eine explosionsartige Entwicklung von Blaualgenpopulationen, die durch das Massenvorkommen von Myxoxanthophyll und Echinenon belegt sind.

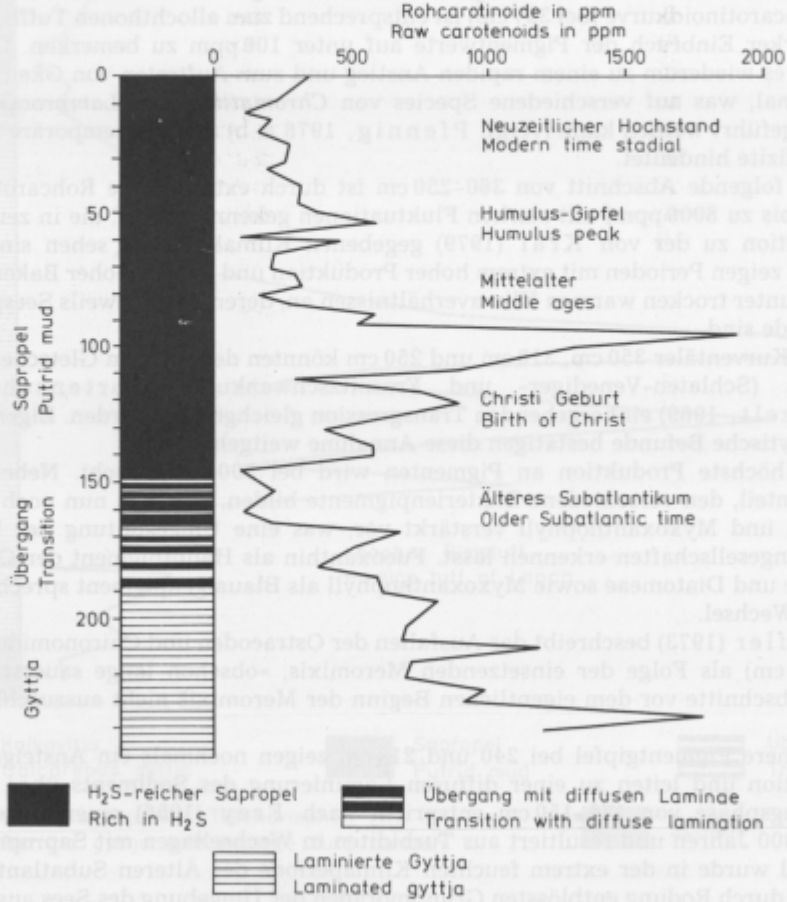


Abb. 24. Darstellung der Veränderung der Rohcarotinoid-konzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Längsee 21 m, Kurzkern)

Fig. 24. Layout of changing of raw carotenoids depending upon core depth (Längsee 21 m, short core)

Die nun gebildeten Sapropel-Sedimente zeichnen sich durch einen extrem hohen Gehalt an Ca^{++} aus, den Harmsworth (1984) – ohne Zweifel – auf die photosynthetisch induzierte Karbonatausfällung zurückführt. Bei 90 cm werden dann wieder erhöhte Pigmentwerte gefunden, die sich hauptsächlich aus Okenon, Myxoxanthophyll, Echinenon und Diatoxanthin zusammensetzen. Während einer neuerlichen Klimaverschlechterung, im frühen Mittelalter (Gletscherhochstand), fallen die Rohcarotinoidwerte von fast 2000 ppm auf unter 200 ppm.

Dan erfolgt wiederum eine Klimabesserung und gleichzeitig eine verstärkte landwirtschaftliche Tätigketi (Hopfenanbau, vermehrter Getreideanbau) und das erste Auftreten von Oscillaxanthin, dem Hauptpigment von *Oscillatoria rubescens* D. C., zugleich mit Okenon und anderen Bakterienfarbstoffen. Weiters findet man noch höhere Konzentrationen von Diadinoxanthin und Diatoxanthin, Pigmente, die vorwiegend in Pyrrhophyceen auftreten, sowie Echinenon, einem Farbstoff vorwiegend der Blaugrünen Algen und Fucoxanthin und dessen Derivate, die auf ein starkes Vorkommen von Chrysophyceen und Diatomeen hinweisen.

Zu dieser Zeit errreicht der Längsee etwa das heutige Stadium als relativ »unproduktiver See« (vergl. Frey, 1956). Es muss jedoch angemerkt werden, dass sich die meisten »produktiven« Abläufe – mit Ausnahme der Anaeroben – in den ersten 10–12 m Wassertiefen abspielen, da heute die Chemokline am Längsee zwischen 10 und 12 m liegt.

Während der letzten 10 cm kommt es zu einem erneuten Anstieg der Rohcarotinoide, besonders von Oscillaxanthin und Bakterienfarbstoffen als Folge des verstärkten Nährstoffeintrages durch Fremdenverkehr und Landwirtschaft. Die in den letzten Jahren häufig auftretenden Algenblüten und die »Katastrophe« im Winter 1984/85, wovon weiter unten noch gesprochen werden muss, veranlassten die Behörden zu umfangreichen Sanierungsmassnahmen, die heute bereits nahezuabgeschlossen sind.

Parallel zum oben beschriebenen Langkern wurde bei 21 m ein 250 cm langer Kern vergleichsweise entnommen (Abb. 24)

Profilbeschreibung:

250–188 cm: laminierte Gyttja
188–155 cm: Übergang mit diffusen Laminae
155– 11 cm: Schwarzer, H_2S-reicher Sapropel
11– 0 cm: Hellgraue Kalkgyttja (umgelagert?)

Ergebnisse

Die basalen Sedimente sind relativ sehr reich an Pigmenten (bis 2000 ppm). Vor allem kommen hohe Konzentrationen von Neoxanthin, Lutein und Canthaxanthin (Grünalgenpigmente) und Carotinoide sowie Chlorophylle von diversen Bakterien vor, die stufenweise gegen den übergang abnehmen. Diese Abnahme kann auf zunehmende Klimaverschlechterung und den erhöhten Eintrag von Allochthonsedimenten zurückgeführt werden (siehe oben).

Die diffusen Laminae der Übergangszone sind reich an verkohlten Makroresten und ähnlich den häufig in Moorsedimenten auftretenden Brandrodungshorizonten. Dazwischen finden sich immer wieder autochthone Lagen, wie sie bereits von Frey (1956) beschrieben und erklärt worden sind.

Zu Beginn der Sapropelzone (bei 145 cm) sind die Pigmentwerte relativ niedrig, steigen in der Folge aber rapid auf über 500 ppm an, um bei 100 cm wiederum einen Kulminationspunkt (2000 ppm) zu erreichen. Dieser basale Sapropelabschnitt ist durch Blaualgenpigmente wie Echinenon, Myxoxanthophyll und Ketomyxol, sowie durch sehr hohe Werte von Okenon und Isorenieraten (nach Züllig 1985 das Hauptpigment von *Phaeobium* sp.) gekennzeichnet und deutet auf strikte Sauerstofffreiheit hin. Danach nehmen die Pigmentkonzentrationen, wahrscheinlich infolge der Klimaverschlechterung im Frühmittelalter, welche wieder erhöhte Seespiegel und geringere Produktion zur Folge hat, wiederum bis auf Werte von 150 ppm ab.

Nach dem mittelalterlichen Minimum steigen die Werte bei 50 cm abermals auf über 600 ppm an. Ein Pollengipfel vom *Humulus-Cannabis*-Typ, in derselben Strate, deutet auf verstärkte landwirtschaftliche Nutzung (möglicherweise Hopfenanbau) hin und wird durch das verstärkte Auftreten von Getreide- und Ruderalpflanzenpollen bestätigt (siehe auch Frey 1956). Zu diesem Zeitpunkt tritt das erste Mal Oscillaxanthin in grösseren Konzentrationen auf und es vollzieht sich die Umbildung der Algenpopulationen zu den heute noch vorherrschenden (siehe oben). Danach kommt es wieder zu einem Rückgang der Rohcarotinoidkonzentrationen, vermutlich gleichzeitig mit dem neuzeitlichen Gletscherhochstand, ohne dass sich jedoch die Pigmentgarnitur qualitativ wesentlich ändert.

Innerhalb der letzten 12 cm steigen die Pigmentwerte abermals, Wahrscheinlich infolge des Fremdenverkehrs leicht auf 300 ppm an, ohne dass es aber zu vergangenen Höchstwerten kommt. Diese Tatsache zeigt die Schwierigkeit einer Bewertung der Pigmentkonzentrationen in Hinblick auf die Eutrophierung eines Sees und die Notwendigkeit, die Vergangenheit und Entwicklung eines Gewässersystems in die Betrachtungsweise miteinzubeziehen. Sprechen wir beim holomiktischen Mondsee bei Rohcarotinoidkonzentrationen von über 150 ppm bereits von »eutrophen« Stadien, so stellen solche Werte im meromiktischen Längsee Minimalkonzentrationen dar.

Wie oben bereits vermerkt, sind die obersten 10 cm heute in allen Seebodenbereichen unterhalb der Chemokline hell gefärbt. Dies wurde durch zahlreiche Kurzkerne und Greiferproben nachgewiesen und deutet auf eine einschneidende Änderung der Sauerstoffsituation hin. Nachdem der See aber immer noch ein stabiles Monimolimnion hat, ist dieses Phänomen nur sehr schwer zu deuten. Regelmässige Untersuchungen des Seebodens seit 1972 und eigene Probennahmen zeigten bis 1984 fein laminierte schwarze Sapropelsedimente unterhalb von 12 m.

Ende Februar 1985 brach durch eine mehrere Tage anhaltende Föhnlage das Eis und der Föhnsturm wühlte den See 2 Tage lang auf. Möglicherweise war die Windenergie so stark, dass der See zu zirkulieren begann. Est ist durchaus denkbar, dass diese Durchmischung auch kurzfristig das Monimolimnion erfasste. Sampl et al. (1979, 1985) haben auf diese Möglichkeit bereits hingewiesen. Dadurch wurden die obersten Sedimentschichten beeinträchtigt und gelangten in den Wasserkörper. Nach etwa 2 Tagen kam es zu einem extremen Kälteeinbruch und der See fror über Nacht zu. Nun konnte kein Sauerstoffaustausch mehr zwischen Wasserkörper und Atmosphäre erfolgen. Die in den Wasserkörper gelangten stark reduzierten Sedimente verbrauchten den grössten Teil des Sauerstoffs und ein Massensterben von Fischen setzte ein. In einer »wilden« Aktion wurde dann der Inhalt von etwa 12 Flaschen Sauerstoff unter die Eisdecke eingebracht, um das Fischsterben hintanzuhalten. (Weder Inhalt noch Kubatur sind bekannt) über die Sinnhaftigkeit solcher Aktionen soll an dieser Stelle nicht beurteilt werden, doch ist es von wissenschaftli-

cher Seite zu bedauern, dass solche Ereignisse nicht rechtzeitig bekannt gemacht werden, um durch seriöse Untersuchungen Aufschluss über Ursachen zu erhalten.

Weiters wurde beim Beproben mittels Kajak-Corer festgestellt, dass die obersten 10–15 cm des Sedimentes beim Heraufziehen aufschwimmen, was in der Umgangssprache als »ausgasen« bezeichnet wird und auf Methanansammlungen in Sperrhorizonten zurückzuführen ist. Ob aber der gesamte Seeboden von einem solchen Ereignis betroffen sein kann, bleibt zu bezweifeln. Tatsache ist jedenfalls, dass die obersten 10–12 cm des Sediments ungeschichtet also nicht wie der darunter liegende Teil annuell laminiert sind.

Abschliessend soll noch angemerkt werden, dass nicht nur am Längsee schon weitaus »eutrophere« Phasen als heute in der Seenentwicklung bestanden haben, die mit Sicherheit auf klimatische Ursachen zurückzuführen sind.

Der Piburger See

Stammdaten:

Seehöhe (m NN bei Mittelwasser)	931
Seefläche (km²)	0,134
Max. Tiefe (m)	24,6
Mittlere Tiefe (m)	13,7
Volumen (km³)	0,1835
Theor. Wassererneuerungszeit in Jahren	2,7
Einzugsgebiet (km²)	2,65

Quelle: Jagsch & Megay (1982)

Entstehung, Entwicklung und Charakteristik

Der Piburger See liegt im zentralalpinen Ötztal und ist nach Psenner (1983) von Biotitplagioklasgneisen, Granodiorit und Biotitgranit umgeben (Abb. 25). Seine landschaftlich reizvolle Lage, eingerahmt von Bergsturzmaterial nahe der Ortschaft Ötz und seine relativ hohen Temperaturen im Frühjahr und Sommer machten ihn zu einem beliebten Badesee. Die Nährstoffbelastung durch den Anfang der 70-er Jahre einsetzenden Touristenstrom und durch die Errichtung eiess Hotels unmittelbar am Ufer machten den See zum »Sanierungsfall«.

Der See ist ein meromiktischer Weichwassersee mit mesotrophem Charakter. 75 % des Seebodens besteht aus kalkfreien, organogenen Sedimenten (Psenner, 1983). Für unsere Untersuchungen stand uns ein Bohrkern mit 75 cm Länge aus dem Profundal zur Verfügung (in dankenswerter Weise von Koll. Rohrs, Göttingen, überlassen).

Profilbeschreibung:

75–49 cm: diffus laminierte Detritusgyttja
49–48,5 cm: Schluff
48,5–30 cm: diffus (fein laminierte) Detritusgyttja
30–25 cm: grobe Laminae mit abwechselnd C_{org}-reichen Lagen mit zahlreichen Grossresten
25–19,8 cm: Laminierte Detritusgyttja
19,8–18, cm: »Letten« (eingeschwemmter Boden)
18–15 cm: laminierte Sedimente

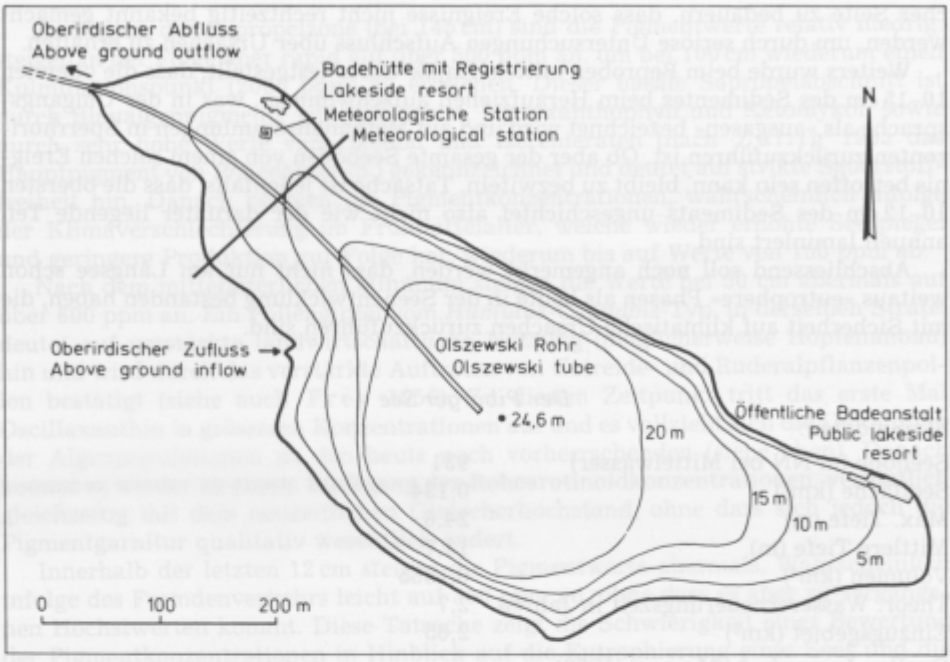


Abb. 25. Lageskizze des Piburger Sees mit Bohrpunkt

Fig. 25. Sketch – Map of position of Piburger Lake with drilling site

15–14,5 cm: Schluff
14,5–6,5 cm: fein laminierte Sedimente
6,5–5,5 cm: Schluff
ab–5,5 cm: fein laminierte Detritusgyttja

Ergebnisse

Der Bohrkern reichte nicht in »Voreutrophe Sedimente«, sodass der sehr wichtige Vergleich mit den Verhältnissen im Spät- und Frühpostglazial entfallen musste, was eine Interpretation der jüngeren Verhältnisse wesentlich erschwerte.

Zu Beginn des Profils dominieren Farbstoffe von Grünalgen und grünen Pflanzen im allgemeinen. Bei 55 cm treten erste höhere Werte von Blaualgenpigmenten wie Myxol-2'-O-Methyl- Methylpentosid und 4-Ketomyxol-Methylpentosid, sowie in verstärktem Ausmass Okenon und Lycopenal, Carotinoide von Schwefelbakterien, auf. Eine erste Verschlechterung der Sauerstoffsituation infolge höherer Produktion und darauf folgender Zehrprozesse am Seeboden kann diese Situation erklären. Andererseits weisen nahezu unabgebaute Pflanzenreste und gröbere Pflanzenmakroreste, sowie gröbere Korngrössenanteile auf stark allochthone Beeinflussung des Sees hin. Dieser Abschnitt wird von einem Schluffband bei 50 cm beendet. Dieses Schluffband kann das Resultat einer verstärkten Einschwemmung aus dem den See umgebenden Moränenmaterial sein, was zu einer scheinbaren »Reoligotrophierung« des Sees geführt haben mag. Nach diesem Schluffband, in dem die Carotinoidwerte zum Teil unter 100 ppm sinken, kommt es zu einer explosionsartigen Entwicklung

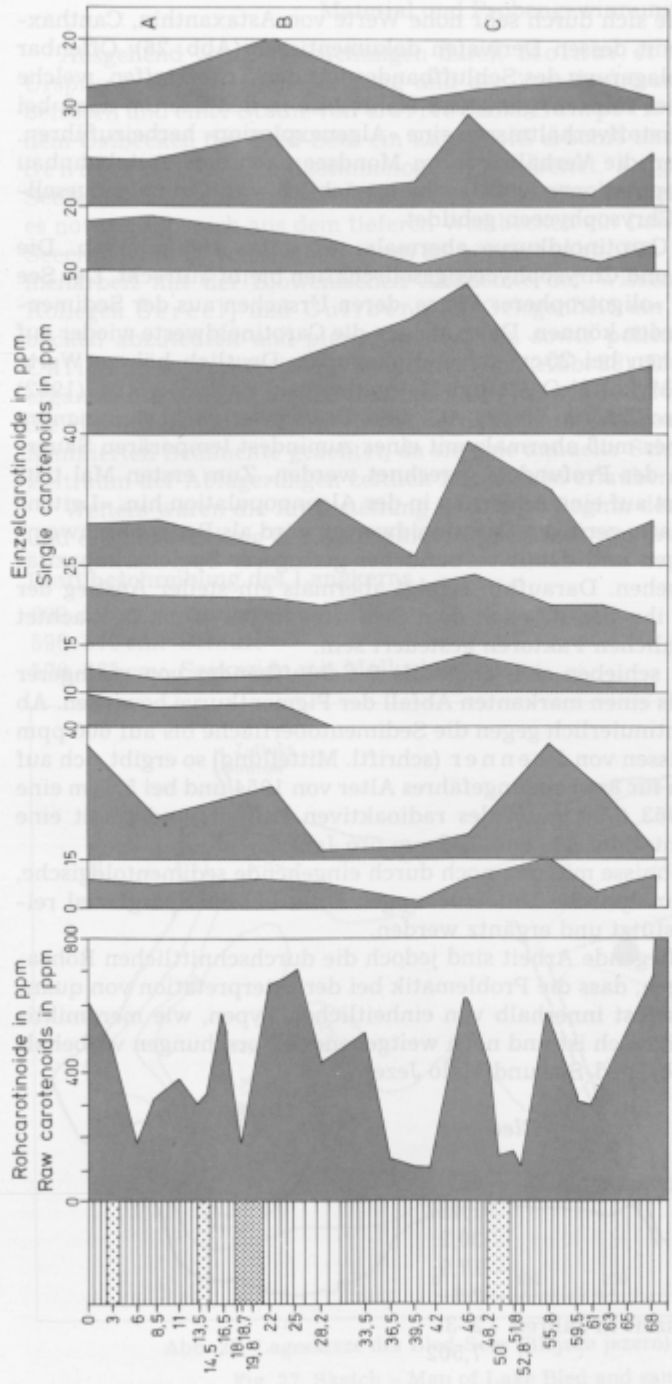


Abb. 26. Darstellung der Veränderung der Konzentrationen von Rohcarotinoiden und Einzelcarotinoiden (Bohrkern Piburger See)

Fig. 26. Layout of changing of raw- and single carotenoid concentrations depending to core depth (core Piburger Lake)

von Algenpopulationen, die sich durch sehr hohe Werte von Astaxanthin, Canthaxanthin und Fucoxanthin mit dessen Derivaten dokumentieren (Abb. 26). Offenbar gelangten während der Ablagerung des Schluffbandes mit den Trübestoffen, welche zu einer »Klärung« des Sees führten, genügend Nährstoffe in den See um dann bei optimalen Licht- und Nährstoffverhältnissen eine »Algenexplosion« herbeizuführen. Diese Situation erinnert an die Verhältnisse im Mondsee nach dem Autobahnbau (siehe oben). Die Algenpopulationen wurden hauptsächlich von Grünalgengesellschaften, Diatomeen und Chrysophyceen gebildet.

Bei 39,5 cm fällt die Carotinoidkurve abermals auf unter 100 ppm ab. Die Dominanz von Diatomeen und Chrysophyceengesellschaften bleibt aufrecht. Der See durchläuft wiederum eine »oligotrophere« Phase, deren Ursachen aus der Sedimentologie nicht abgeklärt werden können. Dann steigen die Carotinoidwerte wieder auf über 500 ppm und erreichen bei 25 cm einen Höhepunkt. Deutlich höhere Werte erreichen nun wiederum Mykol-2'-O-Methyl-Methylpentosid nach Züllig (1982) ein Hauptpigment von *Oscillatoria limosa* AG. und *Coelospaerum kuetzingianum* Naeg., sowie Okenon. Daher muß abermals mit einer zumindest temporären Sauerstofffreiheit am Seeboden des Profundals gerechnet werden. Zum ersten Mal tritt Diatoxanthin auf und weist auf eine Anderung in der Algenpopulation hin. »Lettenband« (19,8–18 cm) mit relativ geringen Carotinoidwerten wird als Bodenabschwemmung infolge von Rodungen und damit verbundener geringerer Speicherkapazität von Niederschlägen angesehen. Daraufhin erfolgt abermals ein steiler Anstieg der Carotinoidkurve, wie wir ihn bereits nach dem Schluffband bei 50 cm beobachtet haben und könnte von ähnlichen Faktoren gesteuert sein.

Bei 14,5 und bei 6 cm schieben sich abermals 2 Schluffbänder von geringerer Mächtigkeit ein, die jeweils einen markanten Abfall der Pigmentkurve bewirken. Ab 6 cm steigen die Werte kontinuierlich gegen die Sedimentoberfläche bis auf 600 ppm an. Folgt man den Ergebnissen von Psenner (schriftl. Mitteilung) so ergibt sich auf Grund von ^{137}Cs-Analysen für 8 cm ein ungefähres Alter von 1954 und bei 5,5 cm eine Datierung in das Jahr 1963 (Maximum des radioaktiven Fallout) und somit eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 0,38 mm pro Jahr.

Diese vorläufigen Ergebnisse müssten noch durch eingehende sedimentologische, geochemische und pollenanalytische Untersuchungen eines bis ins Spätglazial reichenden Bohrkernes abgestützt und ergänzt werden.

Wesentlich für die vorliegende Arbeit sind jedoch die durchschnittlichen Rohcarotinoidwerte, welche zeigen, dass die Problematik bei der Interpretation von quantitativen Pigmentwerten selbst innerhalb von einheitlichen Typen, wie meromiktische Seen nicht unproblematisch ist und noch weitgehenden Forschungen vorbehalten bleiben (vergl. Längsee, Bled-See und Malo Jezero).

	Bled-See
Stammdaten:	
Seehöhe (m NN bei Mittelwasser)	457
Seefläche (km²)	1,438
Max. Tiefe (m)	30,2
Mittlere Tiefe (m)	17,9
Volumen (km³)	2,5
Theor. Wassererneuerungszeit in Jahren	2–3
Einzugsgebiet (km²)	7,502

Quelle: Löffler (1984)

Material und Probengewinnung

Ausgehend von Untersuchungen durch Molnar et al. (1978) die sich mit dem Ursprung, der Zusammensetzung und der Verschmutzung der rezenten Sedimente befassen und einer Studie von Löffler und Sampl (1982 unpubl.) wurde 1982 aus dem Ostbecken des Bled-Sees ein Langprofil erbohrt und von Löffler (1984) und Schultze (1984 a) paläolimnologisch bearbeitet. Aufgrund der Morphologie des Seebeckens welches aus zwei durch eine Schwelle getrennte Teilbecken besteht, war es notwendig, auch aus dem tieferen Westbecken ein Lanfgprofil abzuteufen um die Seeentwicklung besser abschätzen zu können (Abb. 27). 1984 ergab sich in Zusammenarbeit mit der Slowenischen Akademie der Wissenschaften (SAZU) mit den Kollegen Šercelj und Culiberg die Gelegenheit, ein Lanfgprofil aus dem Westbecken abzuteufen und pigmentanalytisch, sowie pollenanalytisch (Šercelj und Culiberg in Vorbereitung) zu untersuchen (Abb. 28). Ein Jahr darauf wurden noch ergänzend 8 Kurzkerne (max. Länge 45 cm) sowie 10 Greiferproben entnommen um die rezente und subrezente Situation näher zu studieren. Vor allem wurde auf die laminierten Sedimente geachtet, da sie eine annuelle Schichtung aufweisen und den Zeitraum der Ablagerungen zeitlich festzulegen erlauben.

Weiters waren die Fragestellung nach dem Beginn der meromiktischen Seephase und die Entwicklung der Eutrophierung des Sees von großber Bedeutung.

Profilbeschreibung des Langkerns

609–590 cm: sandiger Schluff
590–570 cm: Schluff
570–565 cm: Seekreide mit Molluskenresten

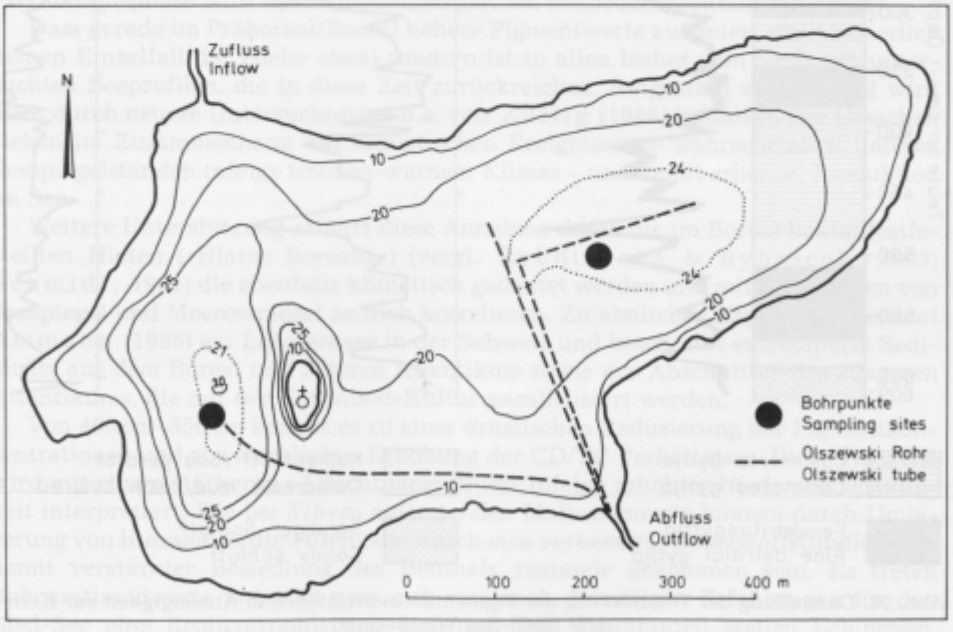


Abb. 27. Lageskizze des Bled-Sees (Blejsko jezero) mit Bohrpunkten
Fig. 27. Sketch – Map of Lake Bled and sampling sites

565–524 cm: Kalkschluff mit Grobdetritus
524–521 cm: Feinsand mit Mollusken
521–509 cm: Kalkschluff
509–480 cm: Kalkschluff rosa gefärbt
480–380 cm: laminierte Gyttja
380–375 cm: Kalkschluff mit Molluskenresten
375–345 cm: Feindetritusgyttja
ab 345 cm: laminierte Gyttja

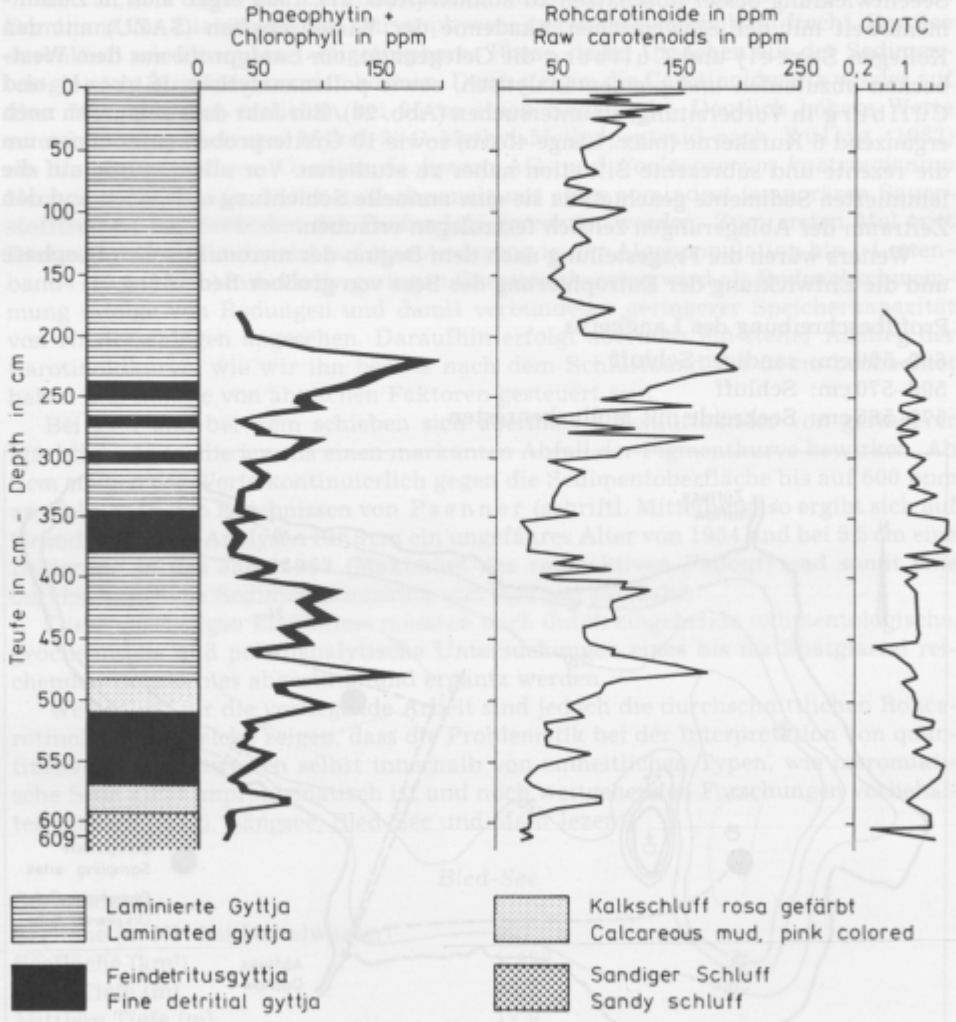


Abb. 28. Darstellung der Veränderung der Pigmentkonzentrationen in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Bled-See Westbecken)

Fig. 28. Layout of changing of pigment concentrations depending upon core depth (Lake Bled, western basin, 30 m)

Ergebnisse

Im Abschnitt von 609–509 cm der zeitlich mit dem ausklingenden Spätglazial gleichgesetzt wird, herrschen recht unruhige Sedimentationsbedingungen, die aus der CD/TC Ratio ersichtlich sind. Gut durchlüftete Phasen in denen reiche Bodenfauna (Mollusken, Pisidien) und relativ geringe Konzentrationen von Rohcarotinoiden (hauptsächlich aus Pigmentgarnituren von Chlorophyceen zusammengesetzt) auftreten, wechseln mit Phasen ab, in denen Okenon eine schlechtere Sauerstoffsituation andeutet. Erst ab 500 cm stellen sich konstantere Bedingungen ein, die sich mit aktuellen Verhältnissen vergleichen lassen. Das zeitliche Gerüst, welches mit Hilfe der Pollenanalyse erstellt wird, ist für das vorliegende Profil noch nicht fertiggestellt. Es wurden jedoch an markanten Punkten übersichtsmässig Pollenanalysen vorgenommen, die eine Zuordnung zum Präboreal-Boreal zulassen (Haselgipfel). Zu dieser Zeit kann ein markanter Umbau im Sediment beobachtet werden, der auf eine Wandlung der Zusammensetzung des Phytoplanktons und eine gesteigerte Produktivität des Sees zurückzuführen ist. Es treten deutlich höhere Pigmentkonzentrationen auf und das Vorkommen von Bakteriencarotinoiden, vor allem von Okenon zeigt zumindest temporäre anaerobe Verhältnisse an. Dies scheint eine widersprüchliche Entwicklung zum Ostbecken (Löffler, 1984, Schultze, 1984) zu sein, kann jedoch durch die verschiedenen hydrologischen Verhältnisse in beiden Seebecken begründet werden. (Das Westbecken liegt im Einmündungsbereich der 2 einzigen oberflächlichen Zuflüsse und wird durch stärkeren unterirdischen Wassereintrag gespeist als das Ostbecken. Hydrokarbonatreiche Karstwässer neigen von sich aus schon zu einer Entkalkung. Durch die biogene Entkalkung während der Produktionsphase wird das Sauerstoffdefizit am Seeboden ebenfalls gefördert).

Dass gerade im Präboreal/Boreal höhere Pigmentwerte auftreten, stellt sicherlich keinen Einzelfall dar (siehe oben) sondern ist in allen bisher vom Verfasser untersuchten Seeprofilen, die in diese Zeit zurückreichen, festgestellt worden und wird auch durch neuere Untersuchungen u.a. von Züllig (1985) bestätigt. Die Ursachen stehen im Zusammenhang mit klimatischen Ereignissen – wahrscheinlich tieferen Seespiegelständen infolge trocken-warmen Klimas – und damit erhöhter Produktion im See.

Weitere Unterstützung erfährt diese Annahme durch die im Boreal haüfig festfestellten Hiaten (»Hiatus Borealis«) (vergl. Rybnickova & Rybnicek, 1982; Schmidt, 1981) die ebenfalls klimatisch gedeutet werden und mit Tiefständen von Seespiegel und Meeresspiegel zeitlich korrelieren. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt Ammann (1986) am Lobsigensee in der Schweiz und beschreibt eutrophierte Sedimente aus dem Boreal und Älteren Atlantikum sowie aus Abschnitten des Jüngeren Atlantikums, die mit der Cortaillod-Kultur parallelisiert werden.

Von 400 cm–350 cm kommt es zu einer drastischen Reduzierung der Pigmentkonzentrationen und zur merklichen Erhöhung der CD/TC Verhältnisse. Diese Tatsache wird mit einem stärkeren »Allochthoneinfluss« infolge erhöhter Niederschlagstätigkeit interpretiert. Die bei 375 cm auftretenden Molluskenreste können durch Umlagerung von litoralen Sedimenten oder durch eine verbesserte Sauerstoffsituation und damit verstärkter Besiedlung des Benthals zustande gekommen sein. Es treten Rohcarotinoidwerte unter 40 ppm auf, was nach derzeitigen Erfahrungen für den Bled-See eine Reoligotrophierung bedeutet. Den Hauptanteil stellen Echinenon, Myxoxathophyll, ß-Carotin, Lutein und Alloxanthin, während Okenon ausfällt.

Ab 354 cm, also etwa gegen Ende des Atlantikums, erhöhen sich die Pigmentwerte

leicht um dann zwischen 296 cm und 200 cm unterbrochen durch stärkere Fluktuationen, maximale Konzentrationen von 190 ppm bei den Rohcarotinoiden und 210 ppm bei den Phäopigmenten zu erreichen. Geringe CD/TC-Werte zeigen, verbunden mit laminierten Sedimenten, ruhige Sedimentationsverhältnisse und durch das verstärkte Auftreten von Okenon eine verschlechterte Sauerstoffsituation an. Dies ist wohl auf trockenes und warmes Klima verbunden mit einem tieferen Seespiegel zurückzuführen. Gleichzeitig kommt es zu einem ersten stärkeren Auftreten der Hainbuche (*Carpinus* sp.) was eine zeitliche Zuordnung in das Subboreal zulässt.

Bei 195 cm kommt es zu einem deutlichen Abfall der Rohcarotinoidkurven auf

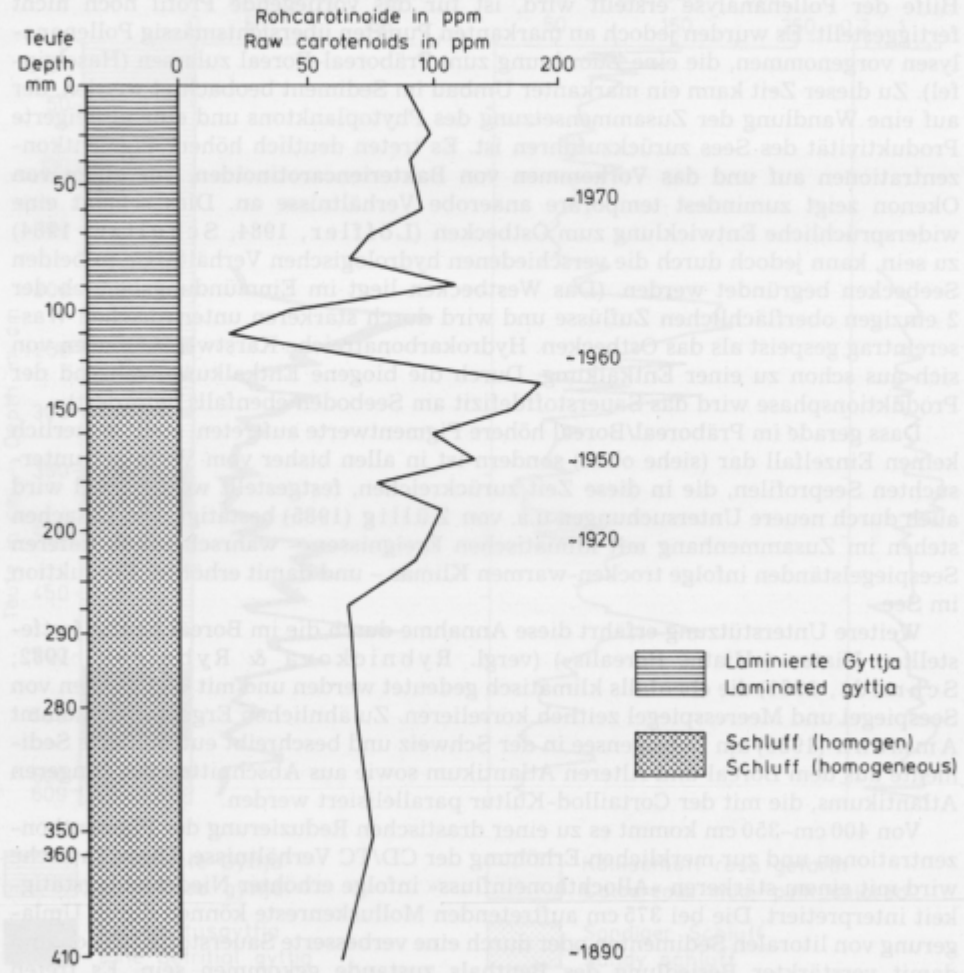


Abb. 29. Darstellung der Veränderung der Rohcarotinoid-konzentrationen im Verhältnis zur Kerntiefe (Bled-See Ostbecken, Kurzkern)

Fig. 29. Layout of changing of raw carotenoids depending upon core depth (Lake Bled, eastern basin, short core)

unter 100 ppm. Durch Zählungen der Laminae, die als annuelle Lagen aufgefasst werden, ergab sich ein Alter von etwa 3000 Jahren vor heute. Der See befand sich zu dieser Zeit in einem mesotrophen Zustand. Bei 150 cm kommt es nochmals zu einem Tiefstand der Rohcarotinoidwerte (40 ppm). Ein Pigmentgipfel bei 100 cm leitet einen Umbau in der Planktonzusammensetzung ein und fällt mit dem ersten massiven Vorkommen von Oscillaxanthin, dem Hauptcarotinoid von *Oscillatoria rubescens* D.C., der Burgunderblutalge, zusammen. Neben Oscillaxanthin, Myxoxanthophyll und Echinenon von Blaualgengesellschaften stammend, findet man ob diesem Zeitpunkt höhere Konzentrationen von Fucoxanthin, Diadinoxathin und Diatoxanthin, was auf einen Wandel in Richtung Diatomeen- und Chrysophyceengesellschaften, sowie das verstärkte Auftreten von Ceratien und Gymnodien hindeutet. Aufgrund von Zählungen der Laminae, wurde für diese Phase ein Alter von ca. 950 v.h. Jahren festgestellt. Folgt man dem von Kral (1979) gegebenen Klimadiagramm, so liesse sich dieser Abschnitt zwanglos in eine Trockenphase um etwa 900 n.Ch. einordnen. Ohne den laufenden Untersuchungen von Šercelj und Culiberg vorgreifen zu wollen, konnte aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen ein verstärktes Auftreten des *Humulus-Cannabis*-Typs festgestellt werden. Dies zeigt eine verstärkte Besiedlung und Kultivierung des Raumes um den See an. Ob eine Rodungsphase diese Ereignisse begleitet, sollen laufende palynologische Untersuchungen (Šercelj und Culiberg) klären.

Von 85–45 cm folgt dann wiederum eine mässig produktivere Phase während der sich die Zusammensetzung der Algenpopulationen nur unwesentlich ändert.

Ab 40 cm kommt es unter stärkeren Fluktuationen zu einem Ansteigen der Carotinoidkurven mit Hochständen innerhalb der letzten 10 cm.

Um die jüngste Vergangenheit des Bled-Sees näher zu beleuchten, wurde ein Kurzkern (Abb. 29) in geringsten Abständen beprobt und eine zeitliche Zuordnung der Laminae unter der Voraussetzung versucht, dass es sich wie oben gesagt, um annuelle Jahreslagen handelt.

Von 1920–1960 beobachtet man eine Erhöhung der Carotinoidwerte von 80 ppm auf 140 ppm mit Unterbrechungen bei 190 mm und bei 140 mm. Diese meso-eutrophe Phase ist gekennzeichnet durch erhöhte Oscillaxanthin-, Myxoxanthophyll-, Ketomyxol- sowie Okenon- und Lycopenalwerte. Diese treten allerdings verstärkt in den Dunkellagen auf und deuten wie am Mondsee (Klee & Schmidt, 1987) auf partiellen Sauerstoffschwund während der Stagnationsphase hin. Dieses Phänomen kann ohne die Postulation einer Meromixie den Ausfall etwa von Benthosostracoden bewirkt haben, wie Danielopol et al. (1985) am Beispiel des Mondsees eindeutig gezeigt haben.

Nach einer »Reoligotrophierungsphase« anfangs der 60-er Jahre kommt es bei 75 mm nochmals zu Werten von über 100 ppm, die in jüngster Zeit nicht mehr überschritten werden. Jedenfalls ist festzustellen, dass sich seit Anfang der 70-er Jahre die Produktionsverhältnisse im See ziemlich konstant halten.

Dagegen nehmen Löffler und Sampl (1982) aufgrund von Leitfähigkeitsdaten zumindest bis 1982 einen Dichtegradienten für den See an, sodass meromiktische Verhältnisse gegeben waren. Diese Ansicht wird teilweise auch von Vrhovšek et al. (1982) geteilt: »Obwohl die Durchflutung des Sees Homothermie bewirkte, kam es durch die Tiefenwasserableitung zu keiner Reduzierung des Sulfates in tieferen Schichten«. Aus diesen Gründen erscheint die Begründung der Meromixie nur auf Leitfähigkeit und Sulfatgehalt gestützt, zumindest nicht ganz schlüssig.

Ebenso kann auf Grund pigmentanalytischer Untersuchungen das Verschwinden

von *Oscillatoria* nicht bestätigt werden, es sei denn, dass die Jahresschicht von 1982 bei der Beprobung nicht getroffen wurde.

Diese ersten Ergebnisse zeigen die Notwendigkeit weiterer limnologischer und paläolimnologischer Untersuchungen am Bled-See. Gerade in jüngster Zeit hat sich die geochemische Analytik so rasch weiterentwickelt, dass neue Methoden zur Klärung des noch offenen Problems um die Meromixie des Bled-Sees beitragen könnte.

Sollte es sich jedoch beim Bled-See tatsächlich um einen meromiktischen See handeln oder gehandelt haben, bleibt noch die Frage nach den geringen Pigmentkonzentrationen und deren Aussagekraft für die Trophieentwicklung zu klären.

Marine Sedimente

Malo Jezero

Überblick

Mljet ist die südlichste Insel der süddalmatinischen Inselgruppe und die grösste der südlichen Adria. Die Länge beträgt 36 km, die Breite 2–4 km, die Fläche 100,41 km². Die Insel ist gebirgig. Die höchste Erhebung ist der Veliki Grad (514 m) nördlich der Ortschaft Babino Polje.

Wegen seiner Naturschönheiten und wertvollen Kulturdenkmäler wurde der westliche Teil der Insel mit einer Fläche von 3100 ha im Jahre 1960 zum Nationalpark erklärt. Der Veliki Planjak (Montekuc) (389 m) ist die höchste Erhebung im Nationalpark.

Die Insel ist im wesentlichen aus Kreidekalken und Dolomit aufgebaut. Die Berge und Abhänge bestehen aus Kalkstein, die Depressionen aus Dolomit, in denen sich eine dicke, rote Bodenschicht (Terra rossa) abgelagert hat. In diesen Dolinen wird auch die bescheidene Landwirtschaft (Wein- und Olivenanbau) betrieben. Am äussertst südöstlichen Teil der Insel (in Saplunara) sind mächtige, wahrscheinlich äolische Sandablagerungen zu beobachten. Es gibt auf Mljet zwar einige Süsswasserquellen, jedoch keine Wasserläufe.

Im Nationalpark liegen 2 »Seen« (Malo- und Veliko Jezero = Kleiner und Grosser See), die ertrunkene Poljen sind (Abb. 30). Die »Seen« sind durch den Kanal Soline mit dem Meer verbunden. Quelle: Exkursionsführer Volarić-Mršić und Regula-Bevilacqua, 1983.

Vorläufige Resultate

Angeregt durch Arbeiten an Bohrkernen im Schwarzen Meer (Arkchangelski 1928, 1930), welche einen Modellfall für rezente Jahresschichtung im marinen Bereich darstellen, wurde durch Untersuchungen von Vuletić (1953), Seibold (1955), Seibold et al. (1958), Seibold und Wiegert (1960) ein weiteres marines System mit ähnlich modellhaften Ablagerungen, nämlich der Malo Jezero auf der Insel Mljet entdeckt und Bohrkerne aus dem Malo Jezero gewonnen und sedimentologisch, geochemisch und palynologisch (Beug, 1961 und 1962) bearbeitet. Hydrologische und hydrobiologische Untersuchungen (Cvijić, 1955; Pucher-Petković 1957) ergaben für den Malo Jezero meromiktische Verhältnisse. Im allgemeinen enthalten nur die obersten 20 m (bei einer Maximaltiefe von 29 m) Sauerstoff, wäh-

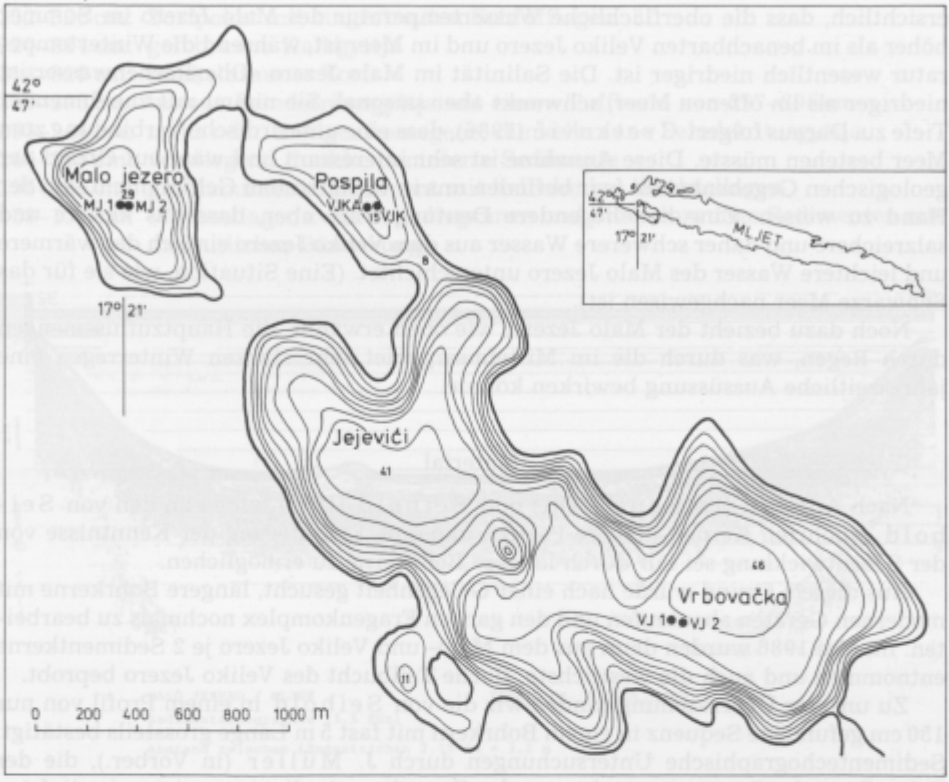


Abb. 30. Lageskizze des Malo Jezero mit Bohrpunkten

Fig. 30. Sketch – Position of Malo Jezero ("Little Lake") with sampling sites

rend darunter das ganze Jahr über Schwefelwasserstoff festgestellt wurde. Der Malo Jezero ist mit dem Veliko Jezero nur durch einen 2,5 m breiten und durchschnittlich 0,2 m tiefen Kanal verbunden, durch den je nach Gezeiten ein reissender Wildbach von Salzwasser herein- oder hinausströmt. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist dieser Kanal anthropogener Natur.

Der Malo Jezero wird durch Regen- und Grundwasser gespeist und hat keinen oberirdischen Zufluss. Weil er keinen direkten Kontakt zum Meer hat (der Kanal Soline, der den Veliko Jezero mit dem offenen Meer verbindet ist weit entfernt) soll er ab 19 m keinen Sauerstoff mehr enthalten. Bei unseren Untersuchungen im Mai 1986, 1987 und 1988 konnte jedoch Sauerstoff bis über Grund festgestellt werden.

Nach sedimentologischen Untersuchungen zahlreicher Greifer-proben zeigte sich, dass ca. 50 % des Seebodens mit Sand, der bis auf Tiefen von 17 m hinunterreicht, bedeckt ist. Darunter kommen nur noch Mudde – Sedimente vor.

Die Oberflächentemperatur variiert im Verhältnis zum offenen Meer: Die durchschnittliche Sommertemperatur im Meer beträgt 23 °C, im Gegensatz zum Malo Jezero mit einer durchschnittlichen Sommertemperatur von 26 °C. Im Winter dagegen hat das offene Meer durchschnittlich 12 °C, der Malo Jezero 4,5 °C. Daraus ist

ersichtlich, dass die oberflächliche Wassertemperatur des Malo Jezero im Sommer höher als im benachbarten Veliko Jezero und im Meer ist, während die Wintertemperatur wesentlich niedriger ist. Die Salinität im Malo Jezero -Oberflächenwasser ist niedriger als im offenen Meer, schwankt aber saisonal. Sie nimmt mit zunehmender Tiefe zu. Daraus folgert Cvetković (1986), dass eine unterirdische Verbindung zum Meer bestehen müsste. Diese Annahme ist sehr interessant und wäre auf Grund der geologischen Gegebenheiten (wir befinden uns in verkarstetem Gebiet) nicht von der Hand zu weisen. Eine naheliegendere Deutung wäre aber, dass das kältere und salzreichere und daher schwerere Wasser aus dem Veliko Jezero einfach das wärmere und leichtere Wasser des Malo Jezero unterschichtet. (Eine Situation, wie sie für das Schwarze Meer nachgewisen ist).

Noch dazu bezieht der Malo Jezero, wie oben erwähnt, die Hauptzuflussmengen durch Regen, was durch die im Mittelmeergebiet sehr starken Winterregen eine jahreszeitliche Aussüssung bewirken könnte.

Material

Nach Angaben von Beug (1961) und Seibold (1955) fehlen an den von Seibold erbohrten Kernen jüngere Partien und eine Erweiterung der Kenntnisse von der Seeentwicklung sei nur durch längere Bohrkerne zu ermöglichen.

Aus diesem Grund wurde nach einer Gelegenheit gesucht, längere Bohrkerne mit modernen Geräten abzuteufen und den ganzen Fragenkomplex nochmals zu bearbeiten. Im Mai 1986 wurden dann aus dem Malo- und Veliko Jezero je 2 Sedimentkerne entnommen und auch die westlichste, flache Teilbucht des Veliko Jezero beprobt.

Zu unserer Überraschung fanden wir die von Seibold in einem Profil von nur 150 cm gefundene Sequenz in einem Bohrkern mit fast 5 m Länge grossteils bestätigt. Sedimentechographische Untersuchungen durch J. Müller (in Vorber.), die der Erkundung der Lagerungsstrukturen der Seesedimente dienten, zeigten im tiefsten Beckenbereich »kraterartige« Strukturen, deren Deutung noch zukünftigen Untersuchungen vorbehalten bleibt (siehe Abb. 31).

Exkursionen zu den auf der Insel noch existierenden Süsswasserseen (Blatina-Polje und Babino-Polje) ermöglichten dann eine Erklärung dieser Strukturen: In den beiden vorgenannten Seen wurden rezente Quelltrichtger gefunden, wie sie für Karstgebiete allgemein charakteristisch sind. Ein solcher »Quelltrichter« wurde mittels Echographen vermessen und Sediment- und Wasserproben davon entnommen. Es zeigte sich, dass solche Quelltrichter in allen »Alterungsstufen« auftreten. Viele sind noch intakt und führen Süsswasser zu. Einige sind teilweise oder ganz verlandet. Die Seibold' schen Bohrkerne könnten also beispielsweise von einem solchen »Kraterrand« stammen, wo die Sedimentation durch das aufdringende Grundwasser gestört wird und zu teilweiser Abtragung führen kann.

Aus dieser Erfahrung wurden im Profundal für die Bohrungen jeweils Probenpunkte ausgewählt, die keinerlei Störungen oder von randlichen Hangrutschungen beeinflusste Sedimente zeigten.

Profilbeschreibung

(MJ 1) 29 m

485–434 cm: roter »Boden« mit schwarzen Einschlüssen
434–380 cm: graubrauner Schluff
380–352 cm: graubrauner Schluff mit violett Ton

352–320 cm: Torfpaket mit eingestreuten Schlufflagen
320–314 cm: gelbbraune Kalkgyttja
314–310 cm: dunkelbrauner Torf
310–295 cm: braune Feindetritusgyttja mit einem Tuffband von 297–296 cm
295–244 cm: mehr oder weniger homogene, dunkelbraune Feindetritusgyttja
244–195 cm: vorwiegend dunkle, laminierte Sedimente
195–159 cm: groblaminiertes Sediment mit hell-dunkel Wechsellagen
159–137 cm: Wechsellagen zwischen olivgrünen und dunkelbraunen Sedimenten mit undeutlicher Bänderung

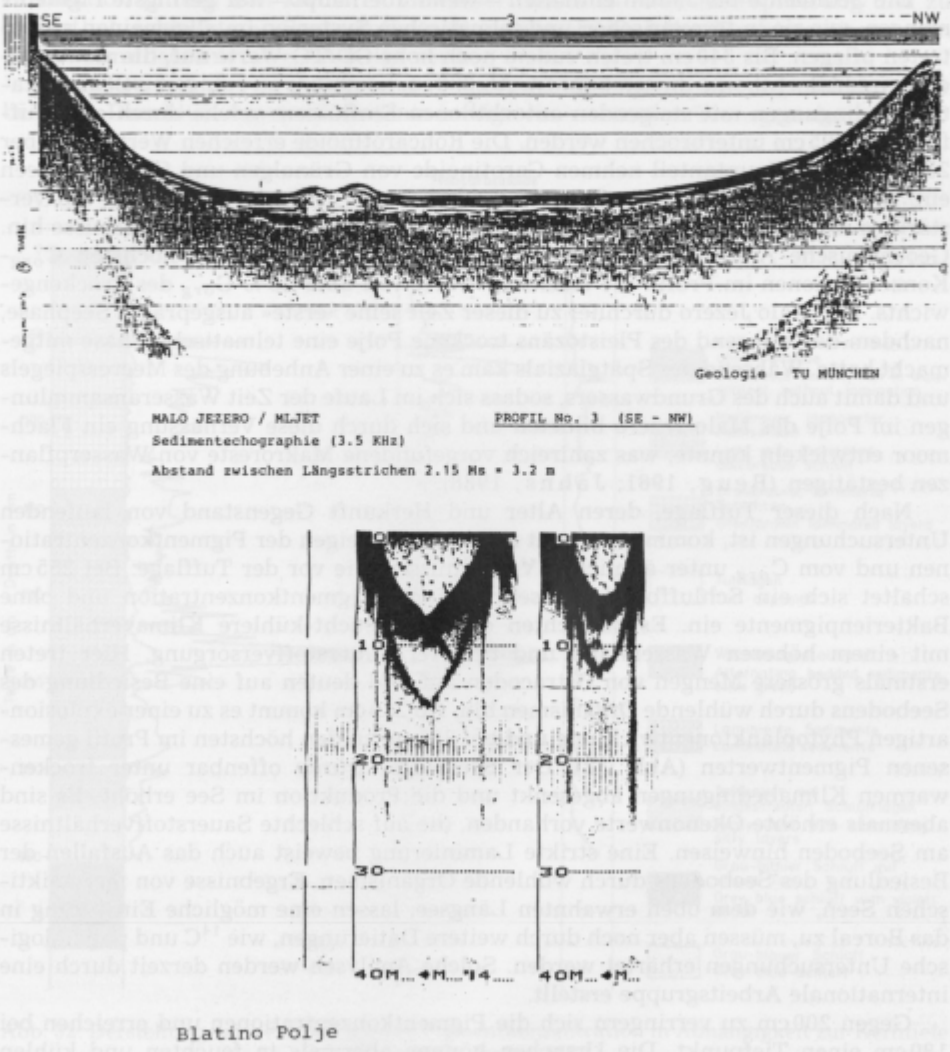


Abb. 31. »Alter« und rezenter Quelltrichter im Malo Jezero bzw. in Blatino Polje
Fig. 31. "Old" and recent spring pits in Malo Jezero and Blatino Polje

137–81,5 cm: olivgrüne Gyttja mit dunklen Schichten
81,5–69 cm: olivgrüne, laminierte Gyttja
69–48 cm: hell bis dunkelbraune Wechsellagen; helle Lagen fein laminiert
48–35 cm: graubraune unregelmässig laminierte Schichten
35–10 cm: hellgrauner laminierter Kalkschluff
10–0 cm: Kalkschluff, wasserreich ohne Laminae

Ergebnisse

Die Sedimente bis 350 cm enthalten – wenn überhaupt – nur geringste Pigmentmengen, wie sie in terrestrischen und telmatischen Systemen im allgemeinen aufzutreten pflegen. Bis 340 cm treten zudem noch hohe CD/TC-Werte auf, die als Anzeichen von Allochthonie dienen können. Ab 330 cm kommt es zu ruhigeren Sedimentationsbedingungen mit steigenden autochthonen Einflüssen welche durch eine Tufflage bei 295 cm unterbrochen werden. Die Rohcarotinoide erreichen Werte von über 250 ppm. Den Hauptanteil nehmen Carotinoide von Grünalgen und Chrysophyceen ein. Erste stärkere Konzentrationen von Okenon und Isorenieraten deuten auf verstärktes Auftreten von Schwefelbakterien und schlechte Sauerstoffverhältnisse hin. Geochemische Analysen (J. Müller, schriftl. Mitt.) zeigen die höchsten C_{org}-Konzentrationen im Profil. Sie erreichen Werte von über 20 % C_{org} des Trockengewichts. Der Malo Jezero durchlief zu dieser Zeit seine »erste« ausgeprägte Seephase, nachdem das während des Pleistozäns trockene Polje eine telmatische Phase mitgemacht hatte. Während des Spätglazials kam es zu einer Anhebung des Meeresspiegels und damit auch des Grundwassers, sodass sich im Laufe der Zeit Wasseransammlungen im Polje des Malo Jezero bildeten und sich durch diese Vernässung ein Flachmoor entwickeln konnte, was zahlreich vorgefundene Makroreste von Wasserpflanzen bestätigen (Beug, 1961; Jahns, 1988).

Nach dieser Tufflage, deren Alter und Herkunft Gegenstand von laufenden Untersuchungen ist, kommt es erneut zu einem Ansteigen der Pigmentkonzentrationen und vom C_{org} unter ähnlichen Verhältnissen wie vor der Tufflage. Bei 255 cm schaltet sich ein Schluffband mit sehr geringer Pigmentkonzentration und ohne Bakterienpigmente ein. Es herrschten offenbar feucht-kühlere Klimaverhältnisse mit einem höheren Wasserstand und besserer Sauerstoffversorgung. Hier treten erstmals grössere Mengen von Ostracoden auf und deuten auf eine Besiedlung des Seebodens durch wühlende Organismen hin. Ab 250 cm kommt es zu einer explosionartigen Phytoplanktonentwicklung und bei 235 cm zu den höchsten im Profil gemessenen Pigmentwerten (Abb. 32). Der Seespiegel wurde offenbar unter trockenwarmen Klimabedingungen abgesenkt und die Produktion im See erhöht. Es sind abermals erhöhte Okenonwerte vorhanden, die auf schlechte Sauerstoffverhältnisse am Seeboden hinweisen. Eine strikte Laminierung beweist auch das Ausfallen der Besiedlung des Seebodens durch wühlende Organismen. Ergebnisse von meromiktischen Seen, wie dem oben erwahnten Längsee, lassen eine mögliche Einstufung in das Boreal zu, müssen aber noch durch weitere Datierungen, wie ^{14}C und palynologische Untersuchungen erhärtet werden. Solche Analysen werden derzeit durch eine internationale Arbeitsgruppe erstellt.

Gegen 200 cm zu verringern sich die Pigmentkonzentrationen und erreichen bei 180 cm einen Tiefpunkt. Die Ursachen können abermals in feuchten und kühlen Klimaentwicklungen während des Älteren Atlantikums (VI) und einer damit verbundenen Transgression gesehen werden. Bestätigt wird diese Annahme durch biostrati-

graphische Befunde wie Diatomeenanalysen von Schmidt (mündl. Mitt.) auf Grund derer sich eine schrittweise Wandlung der limnisch-brackischen Formen zu marinen Diatomeengesellschaften vollzieht. Offenbar stehen wir am ersten Höhepunkt der Flandrischen Transgression. Weitere laufende Untersuchungen an Ostracoden, Foraminiferen und Coccolithineen durch jugoslawische Kollegen aus Ljubljana und Zagreb sollen Auskunft über diesen Fragenkomplex geben.

Von 160–135 cm schliesst sich ein Sedimentpaket mit abermals erhöhten Pigmentwerten, vor allem mit Bakterien- und Grünalgenpigmenten, an. Das Klima war offensichtlich wieder trockener und wärmer, der Seespiegel tiefer. Die erhöhte Produktion in dem nun kleineren Gewässer führte zu einer Eutrophierung und zu wesentlich schlechterer Sauerstoffsituation, was durch hohe Konzentrationen von Okenon und Isorenieraten bestätigt wird.

Zwischen 130 und 110 cm kommt es zu einer »Reoligotrophierung« und zu einer besseren Durchlüftung des Sediments infolge einer erneuten Transgression.

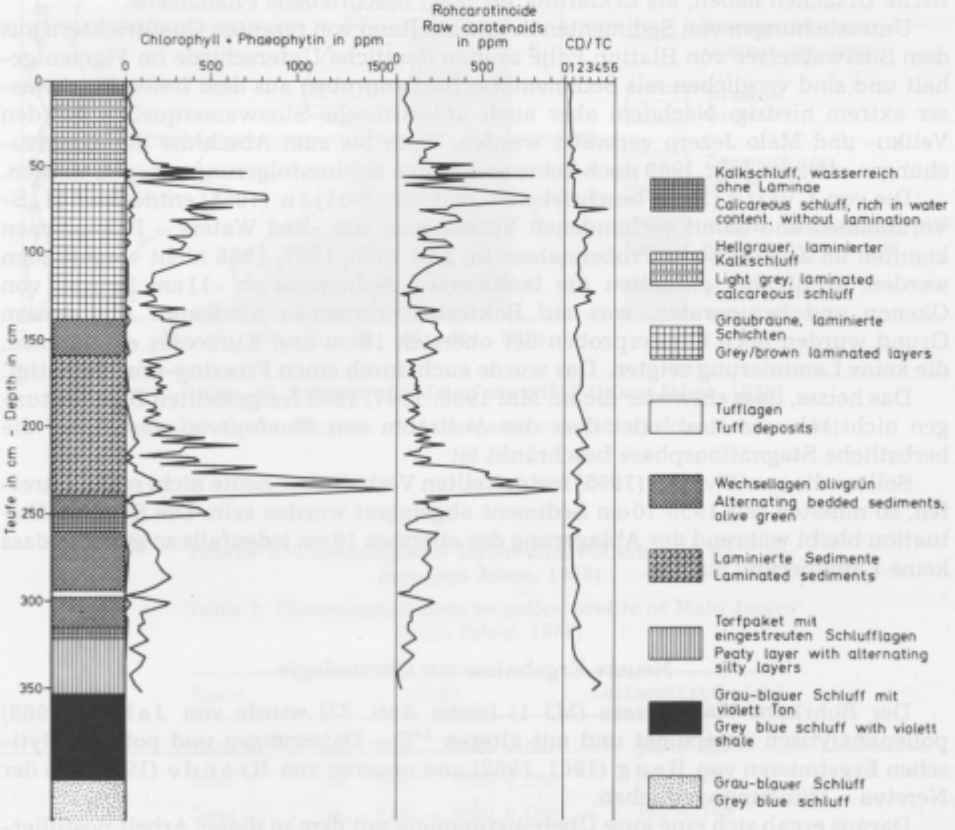


Abb. 32. Derstellung der Veränderung der Pigmentkonzentration in Abhängigkeit zur Kerntiefe (Kern Malo Jezero, MJ 1)

Fig. 32. Layout of changing of concentration of pigments depending upon the core depth (core Malo Jezero, MJ 1)

Ein abermaliges Ansteigen der Pigmentkonzentrationen bis zu einem Maximum bei 65 cm, mit vorherrschender Führung von Bakterienfarbstoffen und einem schwarzen Sedimentpaket zwischen 70 und 63 cm, zeigt wieder warm-trockene Klimaverhältnisse mit extrem starker Produktion.

Nach mehreren Fluktuationen, die auf Allochthoneinfluss oder Turbidite hindeuten, in denen eine Verdünnung der Pigmente auftritt, setzen bei ca. 50 cm echte »marine« Kalkschluffe ein, die mit dem Kalksapropel im Schwarzen Meer verglichen werden können (Seibold et al., 1958). Seither herrschen im Malo Jezero marine Verhältnisse, mit dem Unterschied, dass der Artenreichtum bei weitem nicht so gross ist, wie im offenen adriatischen Meer. Im Veliko Jezero treten diese Sedimente in einer viel grösseren Mächtigkeit auf. Das kann durch die relativ abgeschlossene Lage des Malo Jezero und die geringere Öffnung zum Meer erklärt werden.

Nimmt man nicht allzu grosse tektonische Ereignisse in den letzten 10 000 Jahren an, was die parallele Lagerung der Beckensedimente im Malo Jezero unterstreicht, so bleiben nur eustatische Meeresspiegelschwankungen, die mit Sicherheit grossklimatische Ursachen haben, als Erklärung für oben beschriebene Phänomene.

Untersuchungen von Sedimenten in und am Rand von rezenten Quelltrichtern aus dem Süsswassersee von Blatino Polje zeigten deutliche Unterschiede im Pigmentgehalt und sind verglichen mit Sedimentoberflächenproben aus dem freien Flachwasser extrem niedrig. Nachdem aber auch unterirdische Süsswasserquellen für den Veliko- und Malo Jezero vermutet werden, kann bis zum Abschluss der Untersuchungen etwa im Jahr 1989 noch keine endgültige Schlussfolgerung gezogen werden.

Die von Cvijić (1955) beschriebenen und von Buljan (1956) entdeckten H_2S-Vorkommen und damit verbundenen Vorkommen von »Red Water« – Phänomenen konnten im Zuge unserer Probennahme im Mai 1986, 1987, 1988 nicht vorgefunden werden. Wohl aber enthalten die laminierten Sedimente ab –11 cm Spuren von Okenon und Isorienraten, was auf Bakterienvorkommen hindeutet. Aus diesem Grund wurden noch Greiferproben der obersten 10 cm und Kurzcores entnommen, die keine Laminierung zeigten. Das wurde auch durch einen Freezing-Core bestätigt.

Das heisse, dass entweder die im Mai 1986, 1987, 1988 festgestellten Beobachtungen nicht relevant sind, oder dass das Auftreten von *Rhodopseudomonas* auf die herbstliche Stagnationsphase beschränkt ist.

Sollten die von Cvijić (1955) festgestellten Verhältnisse heute nicht mehr zutreffen, so müssten seit 1955 10 cm Sediment abgelagert worden sein. Die Sauerstoffsituation bleibt während der Ablagerung der obersten 10 cm jedenfalls so günstig, dass keine Laminierung auftritt.

Neuere Ergebnisse zur Chronologie

Der Bohrkern Malo Jezero (MJ 1) (siehe Abb. 33) wurde von Jahns (1988) pollenanalytisch untersucht und mit älteren ^{14}C – Datierungen und pollenanalytischen Ergebnissen von Beug (1961, 1962) und neueren von Brande (1973) aus der Neretva – Mündung verglichen.

Daraus ergab sich eine gute Übereinstimmung mit dem in dieser Arbeit postulierten Klimaablauf auf Grund der Interpretation der pigmentanalytischen Daten.

Auf Grund der Übertragung der oben zitierten älteren Datierung auf Bohrkerne des Malo und Veliko Jezero ergibt sich für Jahns (1988) folgende Einschätzung des Alters.

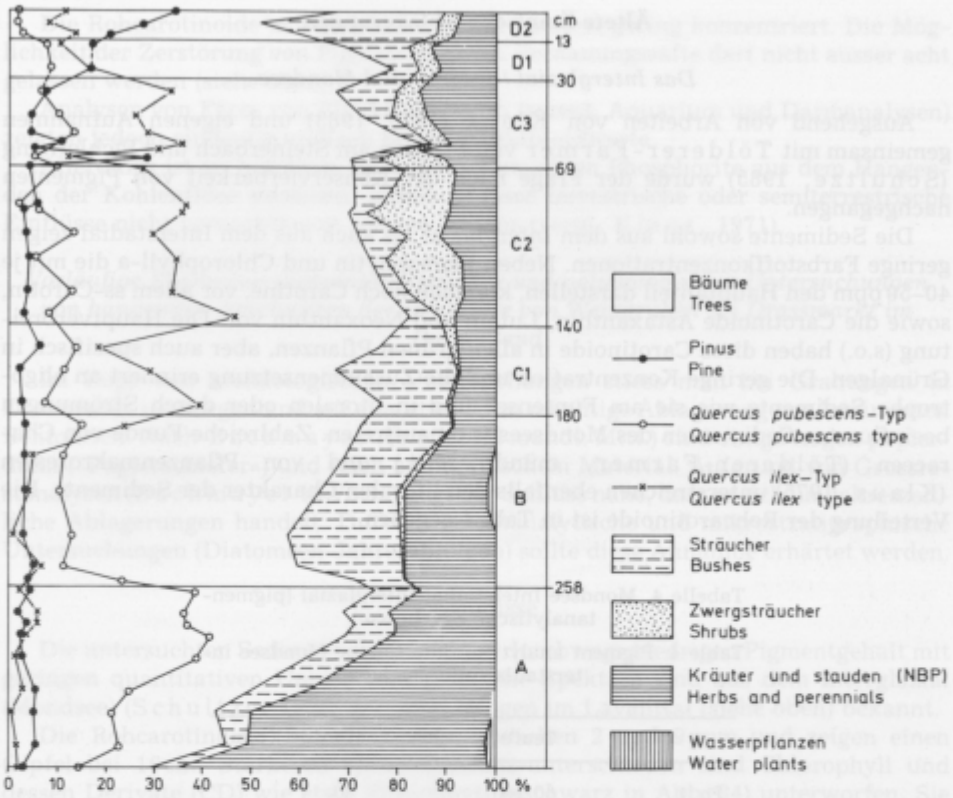


Abb. 33. Pollenprofil Malo Jezero (MJ 1) (aus Jahns, 1988)

Fig. 33. Pollen diagram of Malo Jezero core (MJ 1) (from Jahns, 1988)

Tabelle 3. Chronologische Daten zum Pollenprofil Malo Jezero (aus Jahns, 1988)

Table 3. Chronological data to pollen profile of Malo Jezero (from Jahns, 1988)

Zonen		Alter	Sedimenttiefe (cm)
Zone A	: ca.	7000 - 8000 v.Chr	340 - 258
Zone B	: ca.	5600 - 4300 v.Chr.	258 - 180
Zone C1	: ca.	4300 - 2200 v.Chr.	180 - 140
Zone C2	: ca.	2200 - 400 v.Chr.	140 - 69
Zone C3	: ca.	400 - 0 v.Chr.	69 - 30
Zone D	: ca.	0 - ? n.Chr.	30 - 0

Ältere limnische Ablagerungen

Das Interglazial / Interstadial Mondsee

Ausgehend von Arbeiten von Klaus (1975, 1983) und eigenen Aufnahmen gemeinsam mit Tölderer-Farmer von Profilen am Steinerbach und Pichlerhang (Schultze, 1985) wurde der Frage nach der Konservierbarkeit von Pigmenten nachgegangen.

Die Sedimente sowohl aus dem Interglazial als auch aus dem Interstadial zeigen geringe Farbstoffkonzentrationen. Neben Phaeophytin und Chlorophyll-a die mit je 40–50 ppm den Hauptanteil darstellen, kommen noch Carotine, vor allem ss-Carotin, sowie die Carotinoide Astaxanthin, Lutein und Neoxanthin vor. Die Hauptverbreitung (s.o.) haben diese Carotinoide in allen grünen Pflanzen, aber auch spezifisch in Grünalgen. Die geringe Konzentration und die Zusammensetzung erinnert an oligotrophe Sedimente wie sie am Funtensee und in litoralen oder durch Strömungen beeinflussten Sedimenten des Mondsees (s.o.) auftreten. Zahlreiche Funde von Characeen (Tölderer-Farmer, mündl. Mitt.) und von Pflanzenmakroresten (Klaus, 1975) unterstreichen ebenfalls den litoralen Charakter der Sedimente. Die Verteilung der Rohcarotinoide ist in Tab. 4 gegeben.

Tabelle 4. Mondsee Interstadial/Interglazial (pigmentanalytische Ergebnisse)

Table 4. Pigment analytical data for the Mondsee interstadial/interglacial

	Teufe	Rohcarotinoide (ppm)
Ph 1	60 cm	30
Ph 2	70 cm	38
Ph 3	80 cm	28
Ph 4	90 cm	34
Stb 1	0 cm	40
Stb 2	20 cm	46
Stb 3	40 cm	32
Stb 4	50 cm	18

Pigmentanalytische Untersuchungen an Proben aus dem Neogen im Lavanttal

Aus mehreren Gründen wurden auch ältere Überreste aus limnischen Ablagerungen untersucht. Herr Chefgeologe Dr. Beckmanaghetta überliess mir Phosphoritknollen aus den limnischen Ablagerungen des Neogen des Lavanttales. Aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich wohl um Koprolithen Wasserpflanzenfressender Tiere. Aufgrund der nachweisbaren Diatomeen- und Chlorophyceenreste – bei letzteren handelt es sich um die gegen chemische Einflüsse überaus resistenten Reste von Pediastren – könnte sogar auf planktonfressende Grossfische geschlossen werden.

Die Rohcarotinoide in Phosphoriten sind äusserst gering konzentriert. Die Möglichkeit der Zerstörung von Pigmenten durch Verdauungssäfte darf nicht ausser acht gelassen werden (siehe oben).

Analysen von Fäces von Planktonfressern (rezent, Aquarium und Darmanalysen) zeigten jedoch eindeutig vielfach höhere Carotinoidwerte.

Allerdings ist zu beachten, dass die untersuchten Phosphorite aus dem Hangenden der Kohlenflöze stammen, sodass gewisse terrestrische oder semiterrestrische Einflüsse nicht vernachlässigt werden können (vergl. Klaus, 1971).

Vorläufige Ergebnisse pigmentanalytischer und palynologischer Untersuchungen von hangenden Abschnitten der Bentonite von Weingruben bei Drassmarkt im Burgenland

Im Zuge von archäologischen Untersuchungen stiess man bei Grabungen in Drassmarkt im Burgenland auf eine etwa 2,5 m mächtige Ablagerung von laminierten Bentoniten. Nach Bachmayer (briefl. und mündl. Mitt.) sind einige Lagen papierdünn (»Papierschiefer«) und reich an organischem Material. Aufgrund von Grossrestanalysen (Bachmayer in Vorb.) liegt der Schluss nahe, dass es sich um jahreszeitliche Ablagerungen handelt. Durch pigmentanalytische und mikrostratigraphische Untersuchungen (Diatomeen-Jahresabfolgen) sollte diese Annahme erhärtet werden.

Ergebnisse

Die untersuchten Sedimente zeigen einen durchwegs niedrigen Pigmentgehalt mit geringen quantitativen Unterschieden. Solche Spektren sind aus dem Interglazial (Mondsee) (Schultze, 1985) und dem Neogen im Lavanttal (siehe oben) bekannt.

Die Rohcarotinoide (RC) schwanken zwischen 2 und 9 ppm und zeigen einen Gipfel bei 16 cm. Stärkeren Konzentrations-unterschieden sind Chlorophyll und dessen Derivate (CD) wie etwa Phaeophytin (schwarz in Abb. 34) unterworfen. Sie bewegen sich im Bereich von 1–18 ppm und erreichen den höchsten Wert bei 13,5 cm.

Wie Erfahrungen durch Untersuchungen interglazialer, postglazialer und rezenter Sedimente aus dem Mondsee gezeigt haben, ist die Primärproduktion bei CD:RC >3 äusserst gering (Schultze, 1985). Aufgrund der vorgefundenen Characeenreste dürfte es sich um eine Litoralfazies handeln, wie sie in manchen Ausständen (Altarmen) vorkommt. Diese Annahme wurde durch qualitative dünnschichtchromatographische Untersuchungen verdeutlicht. Es fanden sich hauptsächlich Carotinoide wie Lutein, Neoxanthin und Canthaxanthin (Pigmentgarnitur aller grüner Pflanzen, vor allem aber bei höheren Pflanzen und Grünalgen anzutreffen), während Pigmentkomplexe von Blaualgen (Myxoxanthophyll, Aphanizophyll und Echinenon) sowie die von Diatomeen (Fucoxanthin und dessen Derivate) kaum nachweisbar waren. Solche Ergebnisse treten entweder bei extrem geringer Produktivität oder im Litoralmilieu auf.

In keiner der untersuchten Proben konnten Diatomeenreste gefunden werden (Schmidt, mündl, Mitt.). Die Ursachen dafür können sehr unterschiedlicher Natur sein. So ist bekannt, dass in stark alkalischem Milieu selten Diatomeenschalen vorzufinden sind. Die physiologischen Zusammenhänge sind jedoch noch nicht genügend geklärt, sodass hiezu keine zwingende Aussage möglich war. Wahrscheinlich werden die Schalen nach Absterben der Populationen während des Sedimentationsprozesses aufgelöst oder, wenn es sich wie angemommen um litorale Ablagerungen handelt, fehlen planktische Diatomeen weitgehend.

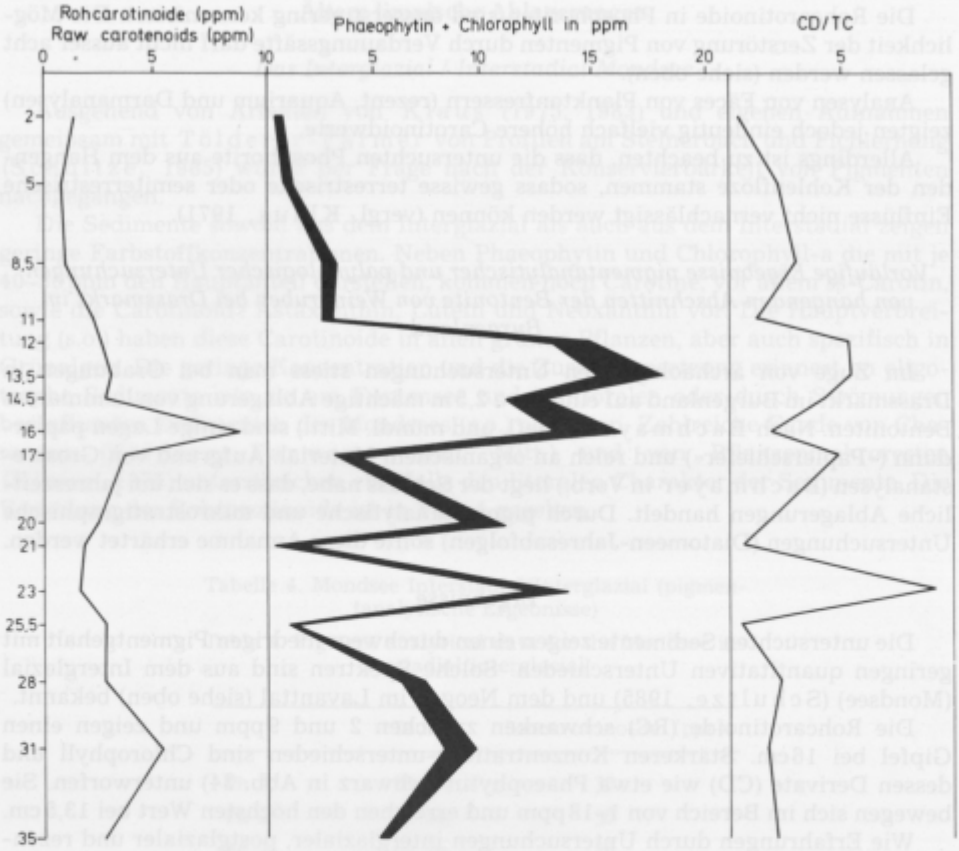


Abb. 34. Darstellung der Veränderung von Pigmentkonzentrationen in Abhängigkeit zur Profiltiefe (Profil Weingruben)

Fig. 34. Layout of changing of pigment concentrations depending upon core depth (core Weingruben)

Der Vollständigkeit halber wurden pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt, die einen überraschend guten Erhaltungszustand der Sporomorphen erkennen liessen und sicherlich noch ergiebige wissenschaftliche Erkenntnisse vermitteln könnten. In Tab. 5 sind die vorgefundenen Typen aufgelistet, sie sollten aber noch einer kritischen Bestimmung zugeführt verden.

Über die stratigraphische Stellung des Sporomorphenaspekts ist zu sagen, dass sich das Typenspektrum nicht wesentlich von den von Klaus (1984) beschriebenen, jüngeren sarmatischen Mikrofloren unterscheidet. Es kann daher von palynologischer Seite das Oberbaden-Alter der untersuchten Schichten nicht ausdrücklich bestätigt werden.

Tabelle 5. Sporomorphenliste von Weingruben/Drassmarkt (oberes Badenien?)

Table 5. List of sporomorphs of Weingruben/Drassmarkt (Upper Badenian?)

Carya - Pollenites simplex (R. Pot.) Thomp. u. Pfl.
Inaperturopollenites hiatus
Sabalpollenites - Sabaloiditес areolatus R. Pot.
Pinus haploxylon (Cathaya pollenites ?)
Engelhardtioipollenites quietus R. Pot.
Intraporopollenites sp.
Inaperturopollenites dubius (R. Pot.)
Quercus pollenites - Quercoidites microhenrici R. Pot.
Nyssa - Pollenites analepticus R. Pot.
Araliaceoipollenites edmundi R. Pot.
Pollenites bituites R. Pot.
Salix - Tricolpopollenites retiformis Thomp. U. Pfl.
Myrica - Myricaceoipollenites megagranifer R. Pot.
Monocolpopollenites ceratus (R. Pot. u. Ven.) Pfl. u. Thomp.
Tetracolpopollenites sapotoides Pfl. u. Thomp.
Ephedra sp.
Pterocarya - Pollenites stellatus ?
Abies - Abietipollenites sp.
Olaceae - Olaxipollis mathesi Krutzsch Krutzsch
Picea - Pollenites zaklinskaya (Nagy)
Liquidambar sp.
Fagus cf. *mexicana* Typ
Praxinus sp.
Ulmus sp.
Castanea Typ
Alnus pollenites - Alnipollenites verus R. Pot.

Danksagung

Dank schuldet der Verfasser der Österreichischen Akademie der Wissenschaften für die Ermöglichung zahlreicher Forschungsreisen; dem Institut für Limnologie für die Arbeitsmöglichkeit, besonders den Kollegen Doz. Dr. D. Danielopol und Doz. Dr. R. Schmidt für zahlreiche fruchtbare Diskussionen, meiner Laborantin Frau L. Eisl für die sorgfältigen und zeitraubenden Analysen, Herrn R. Niederreiter für die Konstruktion verschiedenster Geräte und für ständige Mitarbeit bei den Bohrungen; den Kollegen Prof. Dr. J. Schneider, Dr. J. Röhrs und Dipl. Geol. J. Helbig, Göttingen; den Kollegen M. Handl, W. Geiger und M. Pöckl für zahlreiche Diskussionen; Dr. J. Müller (München) für fachliche Diskussionen und zahlreiche Analysen; meinen Kollegen Frau Prof. Dr. A. Sokać, Prof. Dr. A. Šercelj und M. Culiberg für die Hilfe

und Gastfreundschaft in Jugoslawien, den Herren J. Nodilo, N. Stražičić und M. Radulj für Gastfreundschaft und Hilfe bei den Arbeiten im Nationalpark Mljet; Frau I. Gradl für die Ausfertigung des Manuskriptes; Herrn K. Maier für Unterstützung bei der Anfertigung von Zeichnungen; Herrn Dr. H. Züllig für die Unterstützung bei methodischen Fragen und die Einschulung in neue Methoden. Ganz besonderen Dank schuldet der Verfasser seiner Frau Sabine für ihr Verständnis und ihre Hilfe beim Zustandekommen dieser Arbeit. Nicht zuletzt sei Herrn Univ. Prof. Dr. G. Tichy für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, Frau C. Huber für die Unterstützung bei der Endausfertigung, Herrn cand. phil. H. Wimmer für das Layout und Prof. S. Buser für die Übersetzung gedankt.

Zusammenfassung

Anhand von pigmentanalytischen, pollenanalytischen und geochemischen Untersuchungen wurden folgende Ergebnisse herausgearbeitet. Durch pigmentanalytische Untersuchungen kann:

1. der Trophiegrad von Seesedimenten grob abgeschätzt werden. Die Aussagekraft hängt vom Seetyp und seiner Entwicklung ab.

1.1. Für oligotrophe Seephasen, wo die Pigmentkonzentrationen sehr gering sind, lassen sich Populationen nur schwer abschätzen. Solche Sedimente werden entweder bei geringer Produktion oder bei starker Durchströmung von limnischen Systemen gebildet. Dabei ist eine Trennung von starker Sedimentakkumulation durch allochthonen Eintrag oder durch Abtrag aus dem Litoral und geringer Phytoplanktonproduktion schwer möglich.

Der von verschiedenen Autoren eingeführte Index Chlorophyllderivate: Totalcarotinoide (CD/TC), der zur Abschätzung des allochthonen Einflusses (allochthon = auch Eintrag aus dem Litoral) dient, hat zu einigen Missverständnissen geführt. Während Swain (1985) hohe CD/TC-Werte auf Vorherrschen von Oligotrophie und grosse Veränderungen der Pflanzengesellschaften, die die Primärproduzenten dominieren, zurückführt, interpretieren Sanger und Gorham (1972) hohe CD/TC-Werte (z. B. an Profilen aus dem Kirchner Marsh) als ein Mass grösseren Inputs an allochthonem organischen Material.

In dieser Arbeit wird die Auffassung von Likens und Davis (1975) u.a. geteilt, wobei die CD/TC Ratio als Ausdruck des Allochthon-: Autochthon-gleichgewichtes anzusehen ist.

In oligotrophen Seen sind daher qualitative Betrachtungsweisen von vorkommenden Einzelcarotinoiden für die Charakterisierung der Seenentwicklung besser geeignet als Konzentrationen.

1.2. Eutrophe Sedimente und Seephasen, für die Züllig (1982, 1984) eigens die in dieser Arbeit verwendete Methode entwickelt hat, lassen sich am besten durch quantitative Pigmentanalysen klassifizieren. In diesen Sedimenten, die grösstenteils unter Sauerstoffdefizit abgelagert wurden, scheinenen Farbstoffe am besten erhalten zu sein. Selbstverständlich ist in eutrophen Systemen auch eine vielfache Menge des Ausgangsmaterials (Chlorophyll, Carotinoide) vorhanden, sodass während des Sedimentations- und Abbauvorganges die Ausgangspigmente noch in grosser Konzentration im Endprodukt (dem Sediment) vorhanden sind. In solchen »eutrophierten« Sedimenten sind parallel zu hohen Pigmentkonzentrationen auch erhöhte G_{org}- und

P_{tot}-Werte zu bemerken. Meistens finden sich auch Pigmente von Schwefel-und Purpurbakterien (Okenon, Lycopenal, Rhodopin etc.) in erhöhten Konzentrationen. Dieses Phänomen, auf die anaerobe mikrobielle Tätigkeit zurückgeführt, dient als zuverlässiger Indikator für Sauerstoffdefizit. Die Konzentrationen sind von Fall zu Fall unterschiedlich und liegen bei Carotinoiden zwischen 150 ppm und 600 ppm.

1.3. Einen Sonderfall stellen Sedimente meromiktischer Seen und Meeresbuchten dar. Bei beiden Systemen ist eine enorme Streuung der Konzentrationen von Rohcarotinoiden festzustellen (100 ppm Maximum in Sedimenten aus dem Bled-See, bis 43000 ppm im Veliko Jezero auf Mljet).

Eine Besonderheit zeigen die Ergebnisse aus den Seen der Insel Mljet: Die Pigment- und Nährstoffkonzentrationen in den limnischen Sedimenten liegen hier bis zu 150 mal höher als in vergleichbaren marinen Phasen, obwohl auch während der Bildung der marinen Sedimente Sauerstoffdefizit bzw. Sauerstofffreiheit herrschte (siehe Kapitel »Malo Jezero«). Diese überaus grossen Unterschiede werden auf stark erhöhte Produktion infolge klimatischer und hydrologischer Veränderungen zurückgeführt. Infolge von warmen Klimaphasen und damit verbundenen niedrigem Wasserspiegel, steigt die Produktion so extrem stark an, dass ein Grossteil des mikrobiellen Abbaues erst postsedimentär stattzufinden scheint. In diesen »nährstoffreichen« Sedimenten findet man auch die höchsten C_{org}-Werte von 90000 ppm und S_{tot}-Werte mit 18000 ppm.

1.4. Die in Hinblick auf den Trophiegrad am schwersten interpretierbaren Sedimente stellen die Ablagerungen im Litoralbereich dar: Während in stillen, durch Zuflüsse wenig beeinflussten Buchten, durchaus meso-eutrophe Sedimente vorkommen können, zeichnen sich im allgemeinen Litoralsedimente durch geringe Pigment- und Nährstoffkonzentrationen aus. Dies kann auf Abrasion durch Wellenschlag und Strömung, oder aber auch durch Eintrag von Zuflüssen, die dann einen Verdünnungseffekt durch Sedimentakkumulation bewirken, verursacht werden.

2. Der Nachweis von anthropogenen Einflüssen stellte ein besonderes Anliegen im Rahmen dieser Arbeit dar. Am markantesten waren solche Ereignisse am Mondsee (Autobahnbau), an den Trumerseen (bis zu 3 eutrophierte Horizonte seit 1000 Jahren), am Längsee (Rodungsphase) und am Malo Jezero zu sehen. Am Mondsee führte ein Abrauminput von ca. 1 Million m^3, der sich als Trübestrom über den Grossteil des Sees ausbreitete, zu einer »Klärung« des Sees. Gleichzeitig wurden grosse Nährstofffrachten eingebracht, die in den folgenden Jahren zu Eutrophierungs-erscheinungen führten.

In den Trumer-Seen sind mindestens 3 nährstoffreiche Horizonte anzutreffen. Der erste fällt in die Zait der Klostergründung um die erste Jahrtausendwende n. Chr. und zeigt auf Grund von Pigmentanalysen noch keine Auswirkung in Hinblick auf eine Eutrophierung. Vor etwa 350 Jahren (zur Zeit verstärkter Besiedelung und der Gründung der Brauerei) wurde ein weiterer »Eutrophierungshorizont« gefunden. Pigmentanalysen zeigen eine verstärkte Phytoplanktonproduktion und damit eine echte Eutrophierung infolge verstärkter Besiedelung und auf Grund von wahrscheinlich klimatisch bedingten, tieferen Seespiegelstand. Um die Jahrhundertwende ist dann eine weitere Eutrophierungsphase zu bemerken, die bis in die Gegenwart andauert.

Am Längsee zeigt sich ein ähnliches Ereignis wie am Mondsee: durch Rodungstätigkeit wurde die Abschwemmung von Böden in den See gefördert, was eine Sapropelbildung zur Folge hatte, nicht aber eine Erhöhung der Produktion.

Die Sedimentabfolge am Malo Jezero lässt einen markanten Sedimentwechsel ab 50 cm erkennen. Während in den liegenden Partien ab ca. 50 cm vorwiegend limnische Sedimente (mit einzelnen marinen Wechsellagen) vorzufinden sind, stellen die obersten 50 cm rein marine Kalksapropellagen dar, die durch das Vorkommen von *Emiliana* sp. als solche identifiziert werden können.

Seibold (1955) führt diesen Sedimentwechsel auf die permanente Öffnung des Malo Jezero durch einen Verbindungskanal (2 m breit, maximal 50 cm tief) zum marinen Veliko Jezero vor ca. 500 Jahren zurück. Dieser Kanal wurde aller Wahrscheinlichkeit nach von den Klosterbewohnern (Benediktiner) angelegt und zum Betreiben einer Gezeitenmühle verwendet. Nach Anlegen des Kanals bewirkte einströmendes Meerwasser einen meromiktischen Zustand, wie er heute am Schwarzen Meer zu beobachten ist. Die Schwefel- und C_{org} Werte sinken ebenso rapid, wie die Konzentrationen der Pigmente. Vorkommen von Rhodopin zeigen trotz geringerer Produktivität Sauerstoffdefizit infolge von Meromixie an. Im Fall vom Malo Jezero hatte ein anthropogener Eingriff – nämlich die Öffnung zum Meer – eine Reoligotrophierung zur Folge.

3. Hydrologische Veränderungen, vorwiegend auf klimatische Ursachen zurückgehend, sind besonders an den Sedimenten des Längsees und des Malo Jezero abzulesen und mit einiger Sicherheit am Profil des Halleswiessees nachzuweisen. Tiefstände des Wasserspiegels im Postglazial gehen immer parallel zu Extremwerten von Pigmenten. In kleineren Seesystemen bewirken Tiefstände eine Eutrophierung, während in größeren Systemen, wie etwa am Mondsee, in Profundalsedimenten keinerlei Änderungen eintreten, die auf eine Eutrophierung hinweisen.

Sonderfälle stellen der Längsee und der Malo Jezero dar. Der Längsee hat keine nennenswerten oberflächlichen Zuflüsse und reagiert daher sehr empfindlich auf hydrologische Veränderungen (siehe unten). Der Malo Jezero liegt wiederum am heutigen Meeresniveau und seine Sedimente dokumentieren die Entwicklung des Meeresspiegelanstieges während der Flandrischen Transgression. Ausgehend von terrestrischen über telmatische und limnische Phasen, sind bis zu marinen Einflüssen hydrologische Veränderungen dokumentiert, die noch einer genaueren Untersuchung unterzogen werden sollen. Am Malo Jezero werden bei Tiefständen des Meeresspiegels limnische bis brackische Sedimenttypen gebildet, die extrem hohe Pigmentkonzentrationen zeigen, während bei Hochständen marine Fazies mit relativ niedrigen Nährstoffkonzentraonen und geringen Pigment-konzentrationen vorherrschen.

4. Neben den speziellen lithostratigraphischen Effekten in einigen Seesedimenten (wie bei anuell laminierten Sedimenten) zeichnen sich biostratigraphisch dokumentierte Ereignisse (wie Veränderungen der Phytoplanktongesellschaften, Änderungen der Verteilung und Konzentration von Pigmenten) in nahezu allen untersuchten Profilen mehr oder weniger deutlich ab.

Eine wesentliche Frage, die in vorliegender Arbeit nur teilweise beantwortet werden konnte, war die chronologische Zuordnung der in den Sedimenten dokumentierten Ereignisse: Am Längsee, von dem Pollendiagramme vorlagen, liessen sich die Produktionsspitzen zwanglos zu trocken-wärmeren Klimaphasen zuordnen: Präboreal, Boreal, Mittleres Atlantikum (siehe Kapitel Längsee). Ebenso nachweisbar war eine Rodungsphase und eine Zeit verstärkter landwirtschaftlicher Nutzung im Mittelalter. Auch in den Sedimenten der Trumer Seen, des Halleswiessees und Bled-Sees war dies möglich. Schwieriger war die zeitliche Deutung am Malo Jezero, da die

Pollenanalysen und Radiocarbondatierungen aus einem wahrscheinlich lückenhaften Profil stammten. Trotzdem waren vier Klimaspitzen (ausgedrückt durch erhöhte Produktion) nachweisbar, die sich zeitlich in das Präboreal, Boreal, Mittlere Atlantikum und Subboreal zuordnen lassen.

5. Abschliessend soll nochmals auf die Schwierigkeiten der Interpretation von Pigmentverteilungen und Pigmentkonzentrationen hingewiesen werden: Wie im Kapitel »Problemstellung« beschrieben, sind die Pigmentkonzentrationen und -verteilungen im Sediment von zahlreichen Faktoren abhängig:

5.1. von der Produktivität und Produktion
5.2. von der Sedimentationsgeschwindigkeit und den Sedimentationsbedingungen
5.3. von der Sedimentationsrate
5.4. von den Sauerstoffverhältnissen während und nach der Sedimentation
5.5. von postsedimentären und diagenetischen Vorgängen
5.6. vom Ort der Ablagerung (litoral oder profundal)
5.7. vom Um- und Abbau durch wühlende Organismen und Bakterien.

Alle diese Faktoren sind bei einer Abschätzung der vergangenen Entwicklung miteinzubeziehen.

Case studies on paleolimnology

Summary

The following results vere obtained by analysis of pigments and pollen and by byochemical investigations.

1. The trophic state of lake sediments can roughly be estimated by pigment investigations. The significance, however, depends on the type of the lake and its ontogeny.

1.1. Oligotrophic phases of lakes are difficult to estimate, because the concentration of pigments is very low. Such sediments are formed either when the production is very poor or when the rate of flow through it is very high. In this case it is difficult to discern whether strong accumulation of sediments was caused by allochthonous input, shore erosion or insignificant phytoplankton production.

Different authors introduced the ratio chlorophyll derivatives: total carotenoids (CD/TC) used for estimating allochthonous input (allochthonous = input also from the littoral) which caused quite a few misunderstandings.

While Swain (1985) attributes the high CD/TC ratio to the predominance of oligotrophy and big changes in the plant societies which dominate primary production, Sänger and Gorham (1972) and Gorham (1974) interprete high CD/TC ratios (e. g. profiles from the Kirchner Marsh) as an indication of increased input of allochtonous material. This paper advocates the opinion of Likens and Davis (1975), and others who regard the CD/TC ratio as an indication of the equilibrium between allochthonous and autochthonous inputs.

In oligothrophic lakes, therefore, it is more appropriate to use the qualitative determination of single carotenoids than ther concentrations for the characterization of the development of lakes.

1.2. Eutrophic sediments and phases of lakes – for which Züllig (1982, 1984) developed methods used in this study – are best classified by quantitative analysis of pigments. In these sediments which were mainly deposited under oxygen deficiency the carotenoids seem to be best preserved.

Of course, in eutrophic systems there is also a large amount of the initial materials (chlorophyll, carotenoids), so that after the process of sedimentation and decomposition there is still a high concentration of primary pigments in the final product, i. e. the sediment. In such "eutrophicated" sediments there are also, concomitantly to high pigment concentrations, increased values of C_{org} and P_{tot}. Often pigments of sulphur and purple bacteria *(Okenon, Lycopenal, Rhodopin)* are found in increased concentration. This phenomenon, caused by anaerobic microbial activity, is a reliable indicator of oxygen deficiency. The concentrations difer as the case may be, and lay between 150 ppm and 600 ppm for carotenoids.

1.3. A special case are the sediments of meriomictic lakes and marine bays. In both systems an enormous scatter of concentrations of crude carotenoid (a maximum of 100 ppm in sediments from Lake Bled and up to 43000 ppm in Veliko Jezero on Mljet, both in Yugoslavia) was found.

A special case are the results from the lakes of the island of Mljet: there the concentrations of pigments and nutrients in the limnetic sediments are up to 150 times higher than in sediments from comparable marine phases, although during the formation of the marine sediments oxygen was deficient or completely lacking (see chapter on Malo Jezero). These extreme diferences are being ascribed to highly increased productivity due to climatic and hydrological changes. Because of warm climatic phases with low water level the productivity increases extremely, so that the main part of the microbiological decomposition seems to happen after sedimentation. In these nutrient-rich layers we found the highest amounts of S_{tot} with 90000 ppm and C_{org} with 18000 ppm.

1.4. The trophic state of the sediments deposited in the littoral is most difficult to interpret: while in a calm bay, less disturbed by inputs, "meso-eutrophic" sediments are found, the littoral sediments generally show low pigment and nutrient concentrations. This may be caused by erosion through waves and currents or by affluent input, which cause a diluting effect by sediment accumulation.

2. The proof of anthropogenic influences was of special importance in this project. Most significantly influenced were the lakes Mondsee (construction of the highway), Trumersee (up to 3 eutrophic horizons in 1000 years), Längsee (clearing of woodland) and Malo Jezero. In the Mondsee, the input of about 1 million m^3 of rubble which spread as turbidity current over the major part of the lake caused a "purification". At the same time the nutrient loading increased, leading to eutrophication in the following years.

In the Trumersee we found at least 3 nutrient-rich horizons. The first one originates from the time of the foundation of monasteries at about 1000 A. D. Its pigment analysis shows no effects of eutrophication. About 350 years ago (when the population increased and the brewery was founded), another eutrophication horizon was found. Pigment analysis shows increased phytoplankton productivity and therefore a real eutrophication induced by denser settlements and a probably lower water level due to climatic influences. At the turn of the century an additional eutrophication phase is noticable, which is still lasting.

At Längsee the situation is similar as at Mondsee: the clearing of woodland increased the erosion of soil causing the formation of sapropel, but not an increase of productivity.

The sequence of sedimentation at Malo Jezero shows a discernable change in sediments at 50 cm. While in the subjacent beds from about 50 cm downwards mostly limnetic sediments occur (with individual marine alternating layers), the 50 cm on top represent pure calcareous sapropel layers identified by the occurrence of *Emiliana sp.* Seibold (1955) attributes the change of sediments to the fact that Malo Jezero had a permanent opening which connected it by channel (2 m wide and 50 cm deep) with the marine Veliko Jezero 500 years ago. This channel had been constructed my the monks of a Benedictine monastery and was used for the operation of a tide mill. Through the channel the sea water streaming in caused a meromictic situation comparable to that in the Black Sea.

The sulphur and C_{org} values decrease as rapidly as the concentrations of the pigments. Despite lower productivity, the occurrence of *Rhodopin* indicates oxygen deficiency caused by meromixis. In the case of Malo Jezero an anthropogenic interference – the opening to the sea – led to reoligothrophication.

3. Hydrological changes, mainly resulting from climatic causes, can be seen very well in the sediments of Längsee and Malo Jezero, and are detectable with some certainty in the profiles of Halleswiessee. Low water levels during the Post Glacial are always synchronous with extreme pigment values. In smaller lake systems low water levels cause eutrophication, while in larger systems like Mondsee no changes indicating eutrophication occur in the profundal sediments. Längsee and Malo Jezero represent special cases. Längsee has no significant surface water input and, therefore, reacts very sensitively to hydrological changes (see below). On the other hand, Malo Jezero is situated at the present sea level and its sediments document the development of the increase of sea levels during the Flandrian transgression. Starting with terrestric via telmatic and limnetic phases hydrological changes are documented up to marine influences which still have to be examined.

At low sea levels limnetic to brackish sediment types are formed in Malo Jezero showing extremely high pigment concentrations, while at high sea levels marine facies with relatively low nutrient and pigment concentrations are predominant.

4. Beside special lithostratigraphical effects in some lake sediments (such as annually laminated sediments), biostratigraphically documented events (such as changes of phytoplankton societies, changes in distribution and concentration of pigments) are clearly visible in almost all investigated profiles.

An essential question which could be answered only partially in this paper was the chronological classification of the documented events in the sediments. At Längsee, where pollen diagrams existed, production peaks could easily be assigned to dry-warm climatic phases, i. e. Preboreal, Boreal, Middle Atlantic period. A phase of woodland clearing and increased agricultural activity during the Middle Ages could be proved. The same was possible in the Trumerseen, in Halleswiessee and Lake Bled. More difficult was the chronological classification of Malo Jezero because of the fact that the pollen analysis and radio carbon data were problably taken from an incomplete profile (Seibold, 1955). Nevertheless, four climatic peaks (shown by increased production) could be determined which can be classified chronologically as Preboreal, Boreal, Middle Atlantic and Subboreal.

5. Finally, once again, we want to refer to the difficulties concerning the interpretation of the distribution and concentration of pigment. As already described in chapter "problems", the concentration and distribution of pigments in sediments depends on numerous factors:

5.1. Productivity and production
5.2. Velocity and conditions of sedimentation
5.3. Rate of sedimentation
5.4. Oxygen conditions during and after sedimentation
5.5. Postsedimentary and diagnetic processes
5.6. Site of deposition (littoral or profundal)
5.7. Diagenetic changes due to digging organisms and bacteria

All these factors have to be considered when estimating the past development.

Literatur

Amman, B. 1986, Litho- and palynostratigraphy at Lobsigensee: Evidences for trophic changes during the Holocene. Hydrobiologia, *143*, 301–307.

Arkchangelsky, A. D. 1928, Karra i razrezy osadkov dna Chernogo morya (Map and cross sections of Black Sea sediments): Moskov. Obshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel. Geol., *6*, 77–108.

Arkchangelsky, A. D. 1930, Opolzanie osadkov na dne Chernogo morya: Geologicheeskoe z actrenie etogo yavleniya (Slumping sediments on bottom of Black Sea and geological significance of this phenomenon): Moskov, Abshch. Ispytateley Prirody Byull. Otdel. Geol., *8*, 32–79.

Barnes, M. A. & Barnes, W. C. 1978, Organic compounds in lake sediments. In: A. Lerman (Ed.) 1978: Lakes Chemistry, Geology and Physics, 127–153, Springer.

Behbehani, A., Chondrogianni, Ch., Müller, J., Niessen, F., Schmidt, H., Schmidt, R., Schneider, J., Schröder, H. G., Strackenbrock, I., Sturm, M. & Windolph, H. 1985, Sediments and sedimentary history of the Attersee. In.: Danielopol, D. L. et al. 1985: Contributions to the Paleolimnology at the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnol. Institut Mondsee, 149–176.

Behbehani, A. 1987, Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich), Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, *34*, 120 p.

Berglund, B. 1986, Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Malska-Jasiewiczowa, M. (Ed.), John Wiley and Sons, 869 p.

Beug, H. J. 1961, Beiträge zur postglazialen Floren- und Vegetationsgeschichte in Süddalmatien: Der See »Malo jezero« auf Mljet, I: Vegetationsentwicklung, II: Häufigkeit und Pollenmorphologie der nachgewiesenen Pflanzensippen. Flora, *150*, 600–631.

Beug, H. J. 1962, Über die ersten anthropogenen Vegetationsveränderungen in Süddalmatien an Hand eines neuen Pollendiagrammes vom »Malo jezero« auf Mljet. Veröff. Geobot. Inst. ETH Zürich, *37*, 9–15.

Bobek, M. & Schmidt, R. 1975, Pollenanalytische Untersuchungen von Seebohrkernen des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes – Ein Beitrag zur spätglazialen bis mittelpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte. Linzer biol. Beitr., *7/1*, 5–34.

Bobek, M. & Schmidt, R. 1976, Zur spät-mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes (Österreich). Linzer biol. Beitr., *8/1*, 95–133.

Bortenschlager, S. & Patzelt, G. 1969, Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergrupe. Eiszeitalter und Gegenwart, *20*, 116–122.

Bradley, W. H. 1948, Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountains region. Geol. Soc. Am. Bull., *59* (2), 635–648.

Brande, A. 1973, Untersuchungen zur postglazialen Vegetationsgeschichte im Gebiet der Neretva Niederung (Dalmatien, Herzegowina) Flora, *162*: 1–44.

Brown, S. R. 1968, Bacterial carotenoids from freshwater sediments. Limnol. Oceanogr., *13*, 233–241.

Brown, S. R. 1969, Paleolimnological evidence from fossil pigments. Mitt. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol., *17*, 95–103.

Buljan, M. 1956, Hydrochemical Researches of the Lakes on the Island of Mljet. Acta Adriatica, VI.

Cvetković, L. 1986, Mljet National Park, 1–88, Stvarnost, Zagreb.

Cvijić, V. 1955, Red water in the lake "Malo Jezero" (Island of Mljet). Acta Adriatica, *VI*/2, 3–14.

Czech, K. 1980, Fundberichte aus Österreich, *19*: 56–64.

Czernin-Chudenitz, C. 1980, Zur Limnologie der Vorlandseen – Ergänzende Beobachtungen des Hydrobiologischen Dienstes seit 1958. Stud. Forsch. Salzburg, *1*, 105–110.

Czernin-Chudenitz, C. 1986, Die Phytoplanktonentwicklung der Flachgauer Seen. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 385–397.

Daley, R. J. 1973, Experimental characterization of lacustine chlorophyll diagenesis. II Bacterial, viral and herbivore grazing effects. – Arch. Hydrobiol., *72*:277–304.

Daley R. J. & Brown, S. R. 1973, Experimental characterization of lacustrine chlorophyll diagenesis: I Physilogical and enviromental effects-. Arch. Hydrobiol, *72*, 277–304.

Danecker, E. 1969, Bedenklicher Zustand des Mondsees im Herbst 1968. Österr. Fischerei, *22*, 25–31.

Danielopol, D. L., Schmidt, R. & Schultze, E. 1985, The Ostracods of Mondsee: spatial and temporal changes during the last fifty years. In: Danielopol D. L. et al. (Eds.). 1985: Contributions to the paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnologisches Institut Mondsee, 99–121.

Dokulil, M. 1984, Die Reoligotrophierung des Mondsees. Laufener Seminarbeiträge, *2/84*, 46–53.

Dokulil, M. & Jäger, P. 1985, General limnological characterization of the Trumer lakes, Mondsee, Attersee and Traunsee In: Danielopol, D. L. et al. 1985 (EDS): Contributions to the Paleolimnology of Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnol. Inst. Österr. Akademie der Wiss. 16–25.

Dokulil, M. & Skolaut, C. 1986, Succession at phytoplankton in a deep stratifying Lake: Mondsee, Austria. Hydrobiologia, *138*, 9–24.

Einsele, E. 1963, Schwere Schädigung der Fischerei und der biologischen Verhältnisse im Mondsee durch Einbringung von lehmig-tonigem Berg-Abraum. Der spezielle Fall und seine allgemeinen Lehren. Österr. Fischerei, *16*, 2–12.

Erdtman, O. G. E. 1921, Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwest-Schweden. Ark. f. Botanik, *17*, 10.

Faegri, K. & Iversen, J. 1966, Textbook of pollen-analysis. Munksgaard, 237 p.

Findenegg, I. 1935, Limnologische Untersuchungen im Kärntner Seengebiet. Int. Rev. ges. Hydrobiol. und Hydrographie, *32*, 369–423.

Findenegg, I. 1967, Die Verschmutzung österreichischer Alpenrandseen aus biologisch-chemischer Sicht. Ber. Raumforsch. und Raumplanung, *11* (4), 1–12.

Findenegg, I. 1969, Die Eutrophierung des Mondsees im Salzkammergut. Wasser und Abwasser-Forschung, *4*, 139–144.

Findenegg, I. 1973, Vorkommen und Biologisches Verhalten der Blaualge *Oscillatoria rubescens* D. C. in den österreichischen Alpenseen. Carinthia II, *83*/163, 317–330.

Firbas, F. 1949, Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. I, 480 pp. G. Fischer, Jena.

Firbas, F. 1952, Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. II, 256 pp. G. Fischer, Jena.

Firbas, F. 1954, Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme Danmarks Geol. Undersogelse II, *80*: 12–21.

Forsberg, C. 1964, Phosphorus, a maximum factor in the growth of Characeae. Nature, *201*, 517–518.

Freiberg, H. M. 1980, Pflanzensoziologische Untersuchungen im Bereich der alpinen Baumgrenze am Glunkerer im Funtenseegebiet – Nationalpark Berchtesgaden. Dipl. Arbeit 43 p., Forstw. Fak. Univ. München.

Frey, D. G. 1955, A history of Meromixis. Mem. Ist. Ital. Idrobiol. *8*, 141–164.

Frey, D. G. 1956, Die Entwicklungsgeschichte des Längsees in Kärnten. Carinthia II, *66*, 5–13.

Fritz, A. 1973, Die Bedeutung des Längseemoores für die Vegetations- und Klimageschichte des Klagenfurter Beckens (Ostalpen) Carinthia II, *163*/83, 277–293.

Frye, M. 1981, The bridge of language. Science, *212*, 127–132.

Gams, H. 1927, Die Geschichte der Lunzer Seen, Moore und Wälder. Int. Rev. ges. Hydrobiol. Hydrogr. *18*/5, 305–387.

Germatsidis, I. 1985, Die Sedimente des Wallersees. Dipl. Arbeit, Universität Göttingen 74 S (unveröff.).

Germatsidis, I. 1986, In: Röhrs, J. et al. 1986: Sedimentgeologische Untersuchungen an den Trumer Seen und am Wallersee. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 421–458.

Goodwin, T. W. 1976, Chemistry and Biochemistry of Plant Pigments. Bd. 1 und 2, 2. Auflage. Academic Press London, New York, San Francisco.

Gorham, E. 1960, Chlorophyll derivates in surface muds from the English Lakes. Limnol. Oceanogr., *5*, 29–33.

Gorham, E. & Sanger, J. 1964, Chlorophyll Derivates in Woodland, Swamp and Pond Soils of Cedar Creek Natural History Area, Minnesota, U.S.A. In: Miyake, Y. (Ed.) 1964: Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry, 1–12.

Gorham, E. & Sanger, J. E. 1972, Fossil pigments in the surface sediments of a meromictic lake. Limnol. Oceanogr., *17*, 618–622.

Gorham, E., Lund, J. W. G., Sanger, J. E. & Dean, W. E. 1974, Some relationship between algal standing crop, water chemistry and sediment chemistry in the English Lakes. Limnol. Oceanogr., *19*, 601–617.

Hager, H. & Meyer-Bertenrath, T. 1967, Die Identifizierung der an Dünnschichten getrennten Carotinoide grüner Blätter und Algen. Planta (Berl.), *76*, 149–168.

Hager, H. & Stransky, A. 1970a, Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen. I. Methoden zur Identifizierung der Pigmente. Arch. Mikrobiol., *71*, 132–163.

Hager, H. & Stransky, A. 1970b, Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen. II. Xanthopyceae. Arch. Mikrobiol., *71*, 154–190.

Hager, H. & Stransky, A. 1970c, Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen. III. Grünalgen. Arch. Mikrobiol., *72*, 68–83.

Hager, H. & Stransky, A. 1970d, Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen. IV. Cyanophyceae und Rhodophyceae. Arch. Mikrobiol., *72*, 84–96.

Hager, H. & Stransky, A. 1970e, Das Carotinoidmuster und die Verbreitung des lichtinduzierten Xanthophyllcyclus in verschiedenen Algenklassen. V. Einzelne Vertreter der Cryptophyceae, Euglenophyceae und Phaeophyceae. Arch. Mikrobiol., *73*, 77–89.

Handl, M. Paläolimnologische Untersuchungen am Mondsee und Halleswiessee. Diss. Univ. Salzburg (in Vorbereitung).

Harmsworth, R. 1984, Längsee: A Geochemical History of Meromixis. Hydrobiologia, *108*, 219–231.

Helbig, J. 1987, Sedimentgeologische Kartierung des Mondsees und Untersuchungen zur Phosphor-Rücklösung an Sedimenten des Mondsees und des Obertrumer-Sees. Unveröff. Diplomarbeit Univ. Göttingen.

Hertzberg, S., Liaaen-Jensen, S. & Siegelmann, H. W. 1971, The carotenoids of blue-green algae. Phytochemistry *10*, 3121–3127.

Holm-Hansen, O. & Riemann, B. 1978, Chlorophyll a Determinations: improvement in methodology. Oikos *30*, 438–447.

Hutchinson, G. E. 1937, Limnological Studies in Indian Tibet. Int. Rev. ges. Hydrogr. Hydrobiol., *35*, 134–177.

Hutchinson, G. E. 1957, A Treatease on Limnology 1. John Wiley and Sons, New York, 1015 p.

Huttunen, P. & Merilainen, J. 1978, New freezing device providing large unmixed sediment samples from lakes. Ann. Bot. Fennici, *15*, 128–130.

Isler, P. 1971, Carotenoids. Birkhäuser Verlag, Basel.

Jäger, P. 1986, Projekt Vorlandseen. Raumbezogene Forschung und Planung in Lande Salzburg. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 1–501.

Jagsch, A. & Megay, K. 1982, Der Mondsee. In: E. Wurzer (Ed.), Seenreinhaltung in Österreich. Wasserwirtschaft, *6*, 155–163.

Jahns, S. 1988, Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an marinen und limnischen Sedimenten auf Mljet/Süddalmatien (Malo Jezero, Veliko Jezero) Diplomarbeit Univ. Göttingen (unpubl.), 1–63.

Jaskolla, F. 1985, Zur Geologie des Funtenseegebietes. In: Müller, J. (Ed.) Der Funtensee. Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees. MaB 6, Forsch. Ber. *7*, 7–22.

Johansen, J. E., Svec, W. A., Liaaen-Jensen, S. & Haxo, F. T. (1974). Carotenoids of dinophyceae. Phytochemistry, *13*, 2261–2271.

Karrer, P. & Jucker, E. 1948, Carotinoide. Birkhäuser Verlag Basel.

Klaus, W. 1971, Über Form und Erhaltungszustand fossiler Pollenkörner in Koprolithen und Phosphoriten. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *9*, 537–551.

Klaus, W. 1975, das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. JB. Oö. Museal Verl., 315–344.

Klaus, W. 1983, Der pollenanalytische Nachweis einer geschlossenen Serie würmzeitlicher Klimaschwankungen über dem Riss/Würm-Interglazial von Mondsee. In: INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie München 1983, Symposium Würm Stratigraphie, 157–170.

Klaus, W. 1984, Zur Mikroflora des Unter-Sarmat am Alpen-Südostrand. Beitr. Paläont. Österr., *11*, 289–411.

Klee, R. & Schmidt, R. 1987, Eutrophication History of Mondsee (Upper Austria) as indicated by the Diatom Stratigraphy of a Sediment Core. Diatom Research (im Druck).

Kofler, S. 1986, Temperatur und Strahlung als bestimmende Faktoren für Wachstum und Morphologie von *Tabellaria flocculosa* var. *Asterionelloides* (Bacillariophyceae) in Kultur. Diss. phil. Fak. Univ. Wien.

Kral, F. 1979, Spät- und postglaziale Waldgeschichte der Alpen auf Grund der bisherigen Pollenanalysen. Veröff. Inst. f. Waldbau Univ. f. Bodenkultur Wien, 175 p.

Lang, G. 1967, Die Ufervegetation des westlichen Bodensees. Archiv f. Hydrobiol., Suppl. *32*, 437–574.

Liaaen-Jensen, S. 1963a, Bacterial carotenoids. X. On the constitution of the minor carotenoids of *Rhodopseudomonas*. 1. P-518. Acta chem. scand., *17*, 303–312.

Liaaen-Jensen, S. 1963b, Bacterial carotenoids. XI. On the constitution of the minor carotenoids of *Rhodopseudomonas*. 2. OH-R. Acta chem. scand., *17*, 489–499.

Liaaen-Jensen, S. 1963c, Bacterial carotenoids. XII. On the constitution of the minor carotenoids of *Rhodopseudomonas*. 3. OH-Y. Acta chem. scand., *17*, 500–508.

Liaaen-Jensen, S. 1965, Bacterial carotenoids. XVIII. Microbial-carotenes from *Phaeobium*. Acta chem. scan., *19*, 1025–1030.

Liaaen-Jensen, S. 1978a, Marine carotenoids 2–64. In: P. J. Scheur, Marine natural products, chemicals and biological perspectives II. Academic Press, New York.

Liaaen-Jensen, S. 1978b, Chemistry of carotenoids. In: Clayton & Sistrom (Ed.): The photosynthetic bacteria. Kap. 8, Plenum Press, New York.

Liaaen-Jensen, S. & Andrewes. A. G. 1972, Microbial carotenoids. Phytochemistry 225–245.

Liepolt, R. 1936, Limnologische Untersuchungen der Ufer- und Tiefenfauna des Mondsees und dessen Stellung zur Seetypenfrage. Int. Ref. ges. Hydrobiol., *32*, 164–235.

Likens, G. E. & Davis, M. B. 1975, Post-glazial history of Mirror Lake and its watershed in New Hampshire, U.S.A.: an initial report. Verh. Internat. Ver. Theor. Angew. Limnol., *19*, 982–993.

Löffler, H. 1972a, Die Entwicklung der Ostracodenfauna in Klopeiner-See und Kleinsee. Carinthia II, *82*, 271–274.

Löffler, H. 1972b, The distribution of subfossil ostracods and diatoms in pre-alpine lakes. Verh. Internat. Ver. Theor. Angew. Limnol., *18*, 1039–1050.

Löffler, H. 1973, Die Entwicklung der Meromixis im Klopeiner See und Längsee. Carinthia II, *83*, 373–377.

Löffler, H. 1977, »Fossil meromixis« in Kleinsee (Carinthia) indicated by ostracodes. In: Löffler, & H. Danielopol, D. (Eds.) 1977: Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda. Dr. W. Junk Publ. The Hague 321–325.

Löffler, H. 1984, The paleolimnology of Lake Bled (Blejsko Jezero). Verh. Internat. Verein. Limnol., *22*, 1409–1413.

Löffler, H., Berger, F., Dokulil, M., Kusel-Fetzmann, E., Lew, H., Herzig, A., Newrkla, P., Strnad, R., Powell, S., Humpesch, U., Schiemer, F., Hacker, R. & Meisriemler, P. 1973, Arbeitsbericht über die Exkursion 1972 zum Längsee. Carinthia II, *83*, 331–377.

Löffler, H. 1973, Arbeitsbericht über die limnologische Exkursion 1972 zum Längsee. Carinthia II, *83*, 331–377.

Lorenz-Liburnau, J. 1898, Der Hallstättersee, eine limnologische Studie. Ältere und neuere Lothungen im Hallstättersee. Mitt. Geogr. Ges. Wien, *41*, 218 p.

Merxmüller, H. 1967, Chemotaxonomie? Ber. dt. bot. Ges., *80* (9), 608–620.

Molnar, F. M., Rothe, P., Förstner, U., Štern, J., Ogorelec, B., Šercelj, A. & Culiberg, M. 1978, Lakes Bled and Bohinj. Origin, Composition, and Pollution of Recent Sediments. Geologija 21/1, 93–164.

Moog, O. 1982, Nährstoffbilanz 1981 und trophische Charakterisierung von Fuschlsee, Irrsee, Mondsee und Attersee. Arb. Labor Weyregg, *6*, 3–16.

Müller, G. 1972, Das Gebiet des Halleswiessees im Salzkammergut. Oö. Heimatbl., *26*/1–2, 47–53.

Müller, J. 1985, Der Funtensee. Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees. Gem. Veröff. des österr. und deutsch. MaB-6-Beitrages. Forsch. Ber., *7*, 5–95.

Naumann, E. 1939, Einführung in die Bodenkunde der Seen. Die Binnengewässer.

Nipkow, F. 1920, Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. Schweiz. Z. Hydrol., *1*, 100–122.

Nipkow, F. 1927, Über das Verhalten der Skelette planktischer Kieselalgen im geschichteten Tiefenschlamm des Zürich- und Baldeggersees. Z. Hydrol. Hydrogr. Hydrobiol., *4*, 1–2.

Offenberger, H. 1985, Investigations of an underwater excavation and a detailed survey within the neolithic settlement of See/Mondsee. In: Danielopol, D. L. et al. (eds.) 1985: Contributions to the Paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnologisches Institut Mondsee, 132–135.

Ohle, W. 1972, Die Sedimente des Großen Plöner Sees als Dokumente der Zivilisation. Jahrber. f. Heimatkunde (Plön), *2*, 7–27.

Penck, A. 1898, Die Tiefen des Hallstätter und Gmundner Sees. Ber. Hydrol., 112–113, 123–125.

Pfennig, N. 1978a, General physiology and ecology of photosynthetic bacteria. In: Clayton, R. K. & Sistrom, W. R. (eds.): The photosynthetic Bacteria. Plenum Press, New York, 3–18.

Pfennig, N. 1978b, General physiology and ecology of photosynthetic bacteria. In: Clayton, R. K. & Sistrom, W. R. (eds.): The photosynthetic Bacteria. Biosynthesis of Carotenoids. Plenum Press, New York, 740–747.

Post, L. v. 1946, The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. New Phytol. 45.

Psenner, R. 1983, Restaurierungsverlauf Piburger See II: Nährstofflieferungen aus Sedimenten als Ursache der Oligotrophierungsverzögerung. Ergebn. d. Österr. Eutrophierungsprogr. 1978–1982, BM f. Gesundheit u. Umweltschutz, BM f. Wissenschaft u. Forschung, 7–106, Wien.

Pucher-Petković, T. 1957, Etude du Phytoplancton dans la Region de l'ile de Mljet dans da Periode 1951–1953. Acta Adriatica, *VI*/5, 3–53.

Röhrs, J. 1986, Salzburger Vorlandseen – Sedimentations- und Eutrophierungsgeschichte. Sedimentchemische Untersuchungen für ein Sanierungskonzept. Documenta naturae, *31*, I–V, 1–105.

Röhrs, J. 1986, Sedimentgeologische Untersuchungen an den Trumer Seen und am Wallersee. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 421–458.

Röhrs, J. & Schneider, J. 1985, Eutrophication History of the Trumer Lakes. In: Danielopol, D. L. et al. (Eds.) 1985: Contributions to the Paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnologisches Institut Mondsee, 25–30.

Rybnickova, E. & Rybnicek, K. 1982, A stratigraphic hiatus of the middle Holocene layers in Czechoslovakia (Palynological and ^{14}C evidences). XI INQUA Congress 1982, Abstracts Vol. *1*, 270.

Sampl, H. 1979, Bericht über die limnologischen Untersuchungen der Kärntner Seen im Jahr 1978. Veröff. Kärntn. Inst. f. Seenforsch. *5*, 1–110.

Sampl, H. 1981, Bericht über limnologische Untersuchungen der Kärntner Seen in den Jahren 1979 und 1980. Veröff. Kärntn. Inst. f. Seenforsch. *6*, 1–198.

Sanger, J. E. & Gorham, E. 1972, Stratigraphy of fossil pigments as a guide to the postglazial history of Kirchner Marsh, Minnesota. Limnology and Oceanography, *17*, 840–854.

Santelmann, E. P. 1981, Fossillized plant pigments in sediments from foruteen Minnesota Lakes. Unpubl. M. S. thesis, University of Minnesota (Minneapolis).

Sarnthein, R. v. 1936, Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. I. Brennergegend und Eisacktal. Beih. Bot. Cbl. *55*, 544–631.

Sarnthein, R. v. 1938, Pollenanalytische Untersuchungen in Kärnten. Carinthia II, *56*, 111–129.

Sarnthein, R. v. 1940, Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgescichtlichen Bedeutung. II. Seen der Nordtiroler Kalkalpen. Beih. Bot. Cbl., *60*, 438–492.

Sarnthein, R. v. 1948, Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeurung. II. Kitzbühler Alpen und unteres Inntal. ÖBZ *95*, 1–85.

Schauer, T. 1985, Die Vegetation des Funtensees, Grünsees, Schwarzensees und Obersees im Nationalpark Berchtesgaden. In: Müller, J. et al. Der Funtensee: Naturkundliches Portrait eines subalpinen Sees. Gem. Veröff. des österr. und deutsch. MaB-6 Beitrages. Forsch. Ber., *7*, 51–66.

Schlager, G. 1983, Waldkundliche Grundlagen für ein Schutzgebiet Salzburger Kalkalpen. Diss. Univ. f. Bodenkultur Wien.

Schmidt, R. 1981, Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen. Mitt. Komm. Quartärforsch. Ö.A.W., *3*, 1–96.

Schmidt, R. 1986, Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklungsgeschichte der Trumer Seen und ihrer Umgebung. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 459–470.

Schmidt, R., Müller, J. & Froh, J. 1985, Laminated sediments as a record of increasing eutrophications of the Mondsee. In: Danielopol, D. L. et al. (eds.) 1985: Contributions to the Paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnologisches Institut Mondsee, 22–131.

Schultz, N. & Kanz, K. 1984, Neue Tiefenkarte des Längsees Carinthia II, *94*, 381–386.

Schultze, E. 1976, Ein Beitrag zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung Kärntens. Profil Kleinsee (447 m NN). Carinthia II, 197–204.

Schultze, E. 1984a, Beiträge zur Paläolimnologie des Bled-Sees in Slowenien (Jugoslawien) und zur Vegetations- und Klimaentwicklung der Umgebung. Geologija, *27*, 97–106.

Schultze, E. 1984b, Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimaentwicklung im Klagenfurter Becken. Carinthia II, *174./94.*, 261–266.

Schultze, E. 1985, Carotenoids from selected cores of the Trumer Lakes and the Mondsee (trophic development and human impact). In: Danielopol, D. L. et al. eds.) 1985: Contributions to the Paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria). Limnologisches Institut Mondsee, 52–64.

Schultze, E. 1986, Stratigraphische Pigmentanalysen aus ausgewählten Bohrkernproben der Trumer Seen. Stud. Forsch. Salzburg, *2*, 471–475.

Schwarz, K. 1981, Das Phytoplankton im Mondsee. Arb. Lab. Weyregg, *5*, 110–118.

Seefeldner, E, 1961, Salzburg und seine Landschaften. – Eine geographische Landeskunde. – Zweiter Ergänzungsband zu den Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, 573 S.

Seibold, E. 1955, Rezente Jahresschichtung in der Adria. Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. *1*, 11–13.

Seibold, E. Müller, J. & Ferrer, H. 1958, Chemische Untersuchungen eines sapropels aus der mittleren Adria. Erdöl und Kohle, *11*, 296–300.

Seibold, E. & Wiegert, R. 1960, Untersuchungen des zeitlichen Ablaufs der Sedimentation in Malo Jezero (Mljet, Adria) auf Periodizitäten. Z. Geophysik, *26*, 87–104, Berlin-Heidelberg.

Shapiro, L. & Brannock, W. W. 1962, Rapid Analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. U.S. Geol. Surv. Bull., 1144 A.

Simony, F. 1847, Messungen der Seen Oberösterreichs. Haidingers Berichte. *2*, Wien, 326.

Simony, F. 1850, Die Seen des Salzkammergutes. Sitz. Ber. k. Akad. Wiss. mathem. naturwiss. Kl. Abt. IV, 542–566.

Simony, F. 1864, Die Seen der Alpen Österr. Rev. 202.

Simony, F. 1879, Über Alpenseen. Schr. Ver. naturw. Kennt. *19*, 528–565.

Swain, E. B. 1985, Measurement and interpretation of sedimentary pigments. Freshwater Biology, *15*, 53–75.

Szygan, F. 1966, Echinenon als Sekundärcarotinoid einiger Grünalgen. Z. Naturf., *21*b, 197–198.

Tichy, G. 1980, Geologie des Bereiches um die Salzburger Vorlandseen, Raumbezogene Forschung und Plannung im Land Salzburg. Stud. Forsch. Salzburg, *1*, 17–22.

Vallentyne, J. R. 1956, Epiphasic carotenoids in post glacial lake sediments. Limnol. Oceanogr., *1*, 252–262.

Vallentyne, J. R. 1957, Carotenoids in a 20.000-year-old sediment from Searls Lake, california Arch. Biochem. Biophys., *70*, 29–34.

Volarić-Mršić, I. & Regula-Bevilaqua, L. 1983, Exkursionsführer für die Exkursion nach Mljet, 19. Juni 1983, unveröff.

Vuletić, A. 1953, Structure geologique du fond du Malo et du Veliko Jezero sur l'ile de Mljet. Acta Adriatica, *6*, 1–63.

Wenzel, E. 1956, Aufschlus des Bodens mit Salpetersäure und Überchlorsäure zur Bestimmung der Gesamtphosphorsäure im Boden unter Verwendung der Vanadat-Molybdat-Methode. Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, *75*, 216–222.

Züllig, H. 1961, Die Bestimmung von Myxoxanthophyll in Bohrprofilen zum Nachweis vergangener Blaualgenentfaltung. Verh. Intern. Verein. Limnol., *14*, 263–270.

Züllig, H. 1982, Untersuchungen über die Stratigraphie von Carotinoiden im geschichteten Sediment von 10 Schweizer Seen zur Erkundung früherer Phytoplankton-Entfaltungen. Schweiz. Z. Hydrol., *44/1*, 1–98.

Züllig, H. 1984, Vorläufige Mitteilungen über das Vorkommendes aus Purpurbakterien stammenden Pigmentes Okenon in Seesedimenten. Schweiz. Z. Hydrol. *46/2*, 290–293.

Züllig, H. 1985, Pigmente phototropher Bakterien in Seesedimenten und ihre Bedeutung für die Seenforschung (mit Ergebnissen aus dem Lago Cadona, Rotsee und Lobsigensee). Schweiz. Z. Hydrol., *47*, 87–126.

GEOLOGIJA *31, 32,* 517–553 (1988/89), Ljubljana

UDK 556.334.34.38 (497.12) = 863

Prodni zasipi pod jezerskimi sedimenti Ljubljanskega barja

The gravel fill beneath the lacustrine sediments of the Ljubljansko barje

Zvone Mencej

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

S prelomi razsekano udorino Ljubljanskega barja so v pleistocenu in holocenu zapolnili rečni in jezerski sedimenti. Skalno osnovo sestavljata na južnem, zahodnem in osrednjem delu zgornjetriadni dolomit in jurski apnenec, na severnem in vzhodnem pa triadni in permokarbonski skrilavi glinovec in peščenjak. Kameninska osnova je na vzhodnem delu Barja globlje pogreznjena kot na zahodnem. Južno od Ljubljane je kameninska osnova v globini čez 150 m. Številne kotanje in globeli so zapolnjene z rečnimi prodno peščenimi sedimenti, ki zavzemajo okoli 75 % celotne površine Barja. Skozi prodne plasti se pretaka podtalna voda, ki je na precejšnjem delu Barja pod arteškim pritiskom. Prodne vodonosnike pod jezerskimi glinami napaja delno ponikla voda rečic, v glavnem pa kraški in razpoklinski vodonosnik. Zaradi razmeroma dobre zaščitenosti pred onesnaženjem s površine, predstavlja podtalnica prodnih vodonosnikov pod Barjem pomemben vir pitne vode.

Abstract

The subsidence area of Ljubljansko barje – the Ljubljana Swamp, drained at present, was filled during Pleistocene and Holocene by fluvial and lacustrine sediments. The basement consists in southern, western and central parts of Upper Triassic dolomite nad Jurassic limestone, and in northern and eastern parts of Triassic and Permo-Carboniferous shaly mudstone and sandstone. The bottom of the basin in the eastern part of Barje is deeper than in the western part. South of Ljubljana the rocky bottom is more than 150 meters deep. Numerous depressions are filled with fluvial gravelly and sandy sediments which form about 75 % of the entire surface of the Barje. The gravel beds are percolated by ground water which occurs in the major part of Barje under artesian pressure. The gravel aquifers below lacustrine clays are recharged in part by water of small rivers, and for the major part by the karstic aquifer. Owing to relatively good protection from polution from the surface, the ground water of gravel aquifers in Barje represents an important source of drinking water.

Uvod

Po letu 1960 so se začele v zvezi z gradnjo avtoceste na Ljubljanskem barju obsežne geološke raziskave in sicer za temeljenje in gradnjo nekaterih večjih objektov ter zajetja pitne vode. Raziskave so poleg Geološkega zavoda Ljubljana izvedle še

druge raziskovalne organizacije, predvsem Zavod za raziskavo materiala in konstrukcij in Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo Univerze v Ljubljani. Uporabljene so bile predvsem geofizikalne raziskovalne metode ter vrtanja vrtin in vodnjakov z vsemi potrebnimi laboratorijskimi analizami.

Raziskave so pokazale, da so pod barjanskimi glinasto-meljnimi usedlinami ponekod precej debele plasti proda s podtalno vodo pod pritiskom. Raziskave, izvedene med leti 1974–1988 na prodnih vršajih Iške, Borovniščice in Želimeljščice ter njihovih podaljških pod Barjem, so nakazale, da se verjetno pod precejšnjim delom Barja nahajajo vodonosniki z velikimi količinami zdrave pitne vode. V letih 1983–1988 je Geološki zavod Ljubljana (GZL) izvedel raziskovalno nalogo Raziskave podtalne vode na Ljubljanskem barju. Izvedbo naloge so omogočile Območna vodna skupnost Ljubljanica–Sava, Raziskovalna skupnost Slovenije in Mestna raziskovalna skupnost ter Mestni vodovod Ljubljana. Namen naloge je bil na osnovi vseh doslej znanih, pa tudi na novo pridobljenih podatkov ugotoviti razprostranjenost prodnih vršajev rečic pod barjanskimi usedlinami, vodonosnike v prodnih zasipih, njihove osnovne hidrogeološke značilnosti in možnosti izkoriščanja podtalnice brez večjih vplivov na posedanje stisljivih krovninskih barjanskih plasti. Naloga ni bila v celoti izvedena, kot je bilo zamišljeno, predvsem zaradi pomanjkanja denarja.

Kratek pregled pred letom 1983 opravljenih hidrogeoloških raziskav

Ljubljansko barje je že od nekdaj znano kot posebnost tako zaradi težavnosti pri gradnjah kot zaradi pogostih poplav in stalne zamočvirjenosti. Gradnje na barjanskih tleh so vedno povzročale težave, zato so jih morali vseskozi skrbno pripraviti in tla predhodno raziskati. Že v letih 1850–1856 so, pred gradnjo železnice Ljubljana–Trst, izvrtali 14 vrtin med Notranjimi Goricami in Preserjem. Kasneje so izvrtali v okviru posameznih gradenj še številne naslednje vrtine, vendar skoraj vse zato, da bi ugotovili možnosti temeljenja zgradb oziroma prometnic. Pri tem niso posvetili prav nobene pozornosti prodnim vodonosnikom s podtalno vodo pod pritiskom. Šele v vrtinah BV-1 in BV-2, ki sta bili izvrtani v letih 1959–1962, da bi ugotovili globino podlage barjanskih plasti, so prvič opazili pojave arteške vode v prodnih vodonosnih plasteh pod vrhnjo barjansko glino (polžarico). Pri raziskavah za različne variante avtoceste Vrhnika–Ljubljana so v številnih vrtinah zadeli na arteško vodo. Zato je tedanji Cestni sklad SRS naročil pri GZL študijo hidrogeoloških razmer na Barju, s posebnim poudarkom na preučitvi vpliva arteških voda na gradnjo. V okviru te študije je bilo v letih 1967–68 izvrtanih 23 globokih strukturno-piezometrskih vrtin z dvojnimi vgrajenimi piezometri – plitvimi piezometri v barjanski polžarici in z globinskimi v prodnem oziroma dolomitnem vodonosniku s podtalno vodo pod pritiskom. V naslednjih letih je bilo opravljenih več sistematičnih opazovanj nihanja gladin v plitvih in globokih piezometrih.

Številni podatki o pojavih arteških podzemnih voda na Barju so spodbudili nadaljnje raziskave prodnih vodonosnikov na Barju, posebej na njegovem južnem obrobju. Želeli so ugotoviti izdatnost vodonosnikov, da bi bile lahko ocenjene možnosti preskrbe z vodo s črpanjem podtalne vode iz teh vodonosnih plasti. Tako je bil v letu 1974 raziskan vrščaj Iške z dvema globokima in več plitvimi vrtinami ter s poizkusnimi črpanji za ugotovitev izdatnosti prodnih vodonosnikov. Predhodno so bile opravljene geofizikalne raziskave in pa meritve pretokov izvirov na stiku proda z barjanskimi plastmi (Ravnik, 1965). Raziskave so pokazale, podobno kot že prej

vrtini BV-1 in BV-2 pri Črni vasi in Notranjih Goricah, da so mlade, glinasto-prodne plasti na Barju debele več kot 100 m.

V letih 1976–1980 je bilo na podoben način raziskano barjansko območje severno od Borovnice, kjer je bil pod barjanskimi plastmi prav tako ugotovljen 30 do 50 m debel prodni vodonosnik s podtalno vodo pod pritiskom.

V letih 1981–83 je bilo raziskano barjansko območje ob spodnjem toku Želimeljščice. Pod barjanskimi plastmi je bil ugotovljen 15 do 20 m debel prodni vodonosnik prav tako s podtalno vodo pod pritiskom.

Kratek morfološki in geološki opis

Ljubljansko barje je močvirna ravnina, ki leži med Ljubljano, Škofljico, Igom, Podpečjo, Borovnico, Vrhniko in Drenovim gričem ter Brezovico. Obsega okrog 120 km^2. Večino ozemlja sestavlja zamočvirjena ravnina, iz katere se dvigajo kot otoki barjanski osamelci, med katerimi so nekoliko večji Sinja Gorica, Blatna Brezovica, Bevke in Kostanjevica, Plešivica, Vnanje Gorice in Dobčenica, poleg teh pa so še manjši osamelci pri Igu, Škofljici in Vrhniki (Pleničar, 1970).

Po barjanski ravnini teče reka Ljubljanica, ki izvira pri Vrhniki in dobiva številne pritoke tako z leve kot z desne strani. Z leve pritečejo Podlipščica pod Ligojno in Radna pri Brezovici ter številni manjši pritoki, ki se izlivajo v umetno izkopane jarke Zernico, Pekov jarek, Bevški jarek in Curnovec. Med desnimi pritoki so večji Bistra, Borovniščica, Podpeški potok (Strojarček), Iška, Iščica in Želimeljščica, vmes se izlivajo številni kraški izviri.

S topografske karte 1:25.000 in iz podrobnih geodetskih meritev je razvidno, da je Barje skoraj povsem ravno in nima nobenega padca v smeri toka Ljubljanice. Nasprotno, opaziti je, da se Barje v smeri njenega toka celo rahlo dviguje. Med Brezovico, Notranjimi Goricami in izlivom Iške v Ljubljanico je površina Barja povečini nad 290 m, medtem ko je zahodno od tod ležeči del Barja med Blatno Brezovico in Notranjimi Goricami povečini nižji od 290 m. Najnižji deli Barja so na koti 287,0 m.

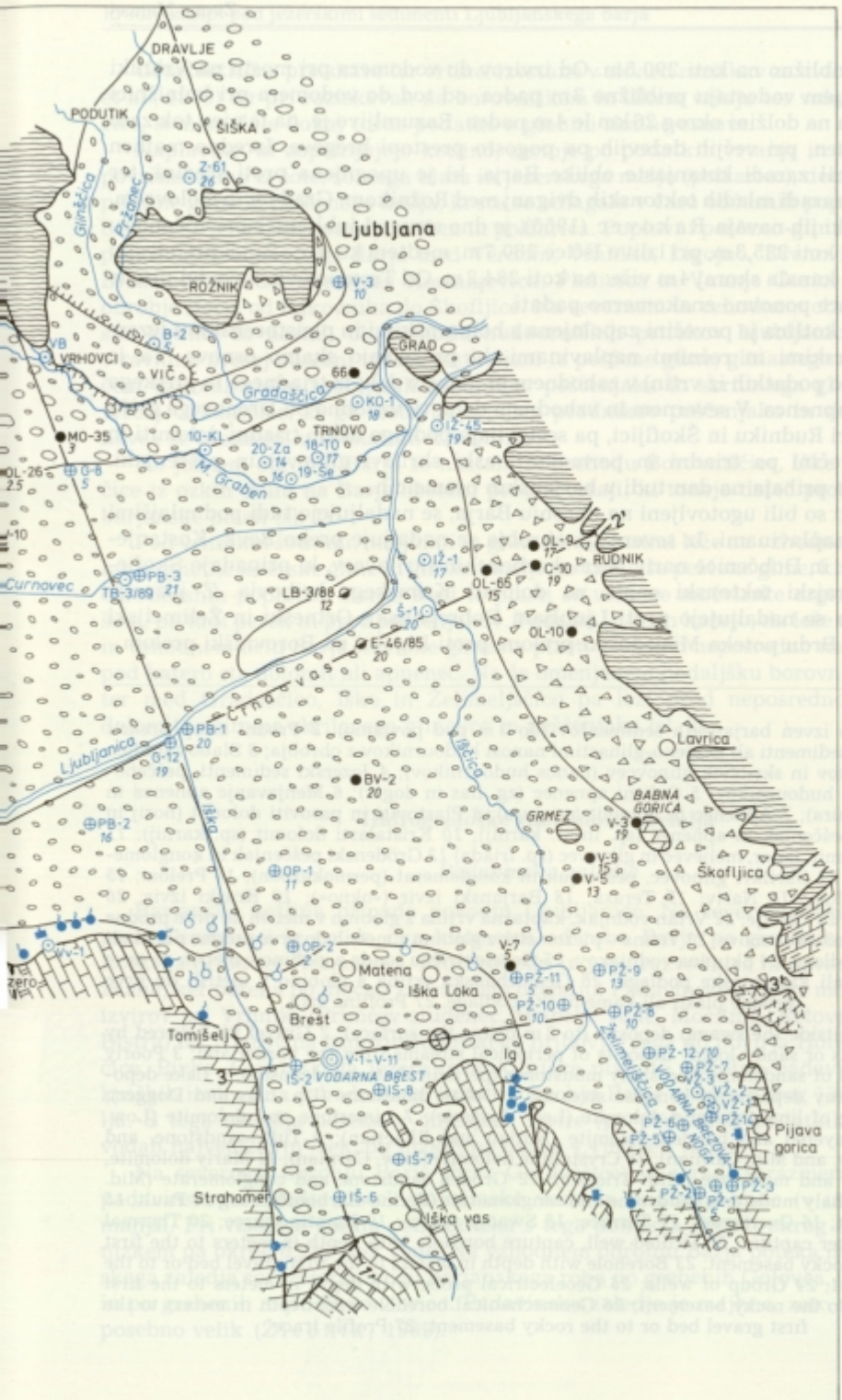
Tudi južno od Ljubljanice je Barje nizko in popolnoma ravno. Površina je povečini nižja od 290 m. Severni del Barja, tj. severno od opuščene proge Ljubljana–Vrhnika pa se rahlo dviga in je površje povečini višje od 290 m.

Vsi ti podatki nam pojasnjujejo, zakaj je ozemlje zamočvirjeno; površinske vode ter s severa in juga pritekajoči pritoki Ljubljanice namreč nimajo skoraj nobenega padca, zato je odtok vode izredno počasen. Razen tega je zaradi neprepustnih in malo prepustnih glinastih in meljnih plasti, ki prekrivajo Barje, pronicanje vode v globino neznatno in se po deževjih voda izredno dolgo zadržuje na površini. Izcejanje meteorne vode v globino preprečuje na večjem delu Barja tudi višji piezometrični pritisk vode prodnih vodonosnikov pod barjanskimi plastmi.

Za odvajanje površinskih voda so bili na Barju izkopani številni kanali in jarki, vendar dokončna melioracija Barja še ni opravljena, ker bi bila za to potrebna velika denarna sredstva. Zamočvirjenost Barja se je ponekod zaradi pomanjkljivega vzdrževanja kanalov in jarkov celo povečala. K temu je pripomoglo tudi stalno posedanje barjanskega površja, kajti po podatkih Tancika (1965) so se v letih 1888–1965 barjanska tla posedla za en do dva metra. Le ob Ljubljanici so se tla zaradi naplavljenja reke nekoliko dvignila.

Glavni vodotok na preiskanem ozemlju je Ljubljanica. Ta izvira v številnih izvirih

Sl. 1. Karta prve prodne plasti pod Ljubljanskim barjem
Fig. 1. Map of the first gravel bed below Ljubljansko barje (Ljubljana Swamp)


DRAVLJE
PODUTIK
ŠIŠKA
Z-61
26
Glinščica
Pržanec
Ljubljana
ROŽNIK
V-3
10
B-2
5
VB
VRHOVCI
VIČ
GRAD
66
Gradaščica
KO-1
18
IŽ-45
19
MO-35
3
10-KI
TRNOVO
20-Za
14
18-TO
17
19-Še
16
M. Graben
OL-26
2.5
G-8
5
OL-9
17
RUDNIK
IŽ-1
17
C-10
19
Curnovec
PB-3
21
TB-3/89
LB-3/88
12
OL-65
15
Š-1
20
OL-10
E-46/85
20
Črna vas
PB-1
20
Ljubljanica
G-12
19
Lavrica
BV-2
20
Iška
Iščica
BABNA GORICA
GRMEZ
V-3
19
PB-2
16
V-9
15
V-5
13
Škofljica
OP-1
11
OP-2
2
V-7
5
Matena
Iška Loka
PŽ-11
5
PŽ-9
13
PŽ-10
10
PŽ-8
10
Brest
Tomišelj
V-1-V-11
IŠ-2
VODARNA BREST
IŠ-8
Ig
Želimeljščica
PŽ-12/10
PŽ-7
VŽ-3
VŽ-2
VŽ-1
PŽ-6
PŽ-5
PŽ-10
VODARNA BREZOVA NOGA
Pijava gorica
IŠ-7
Strahomer
IŠ-6
Iška vas
PŽ-2
PŽ-1
PŽ-3
3
3'
2'

na Vrhniki približno na koti 290,5 m. Od izvirov do vodomera pri mostu na Vrhniki ima pri srednjem vodostaju približno 3 m padca, od tod do vodomera pri bolnišnici v Ljubljani pa na dolžini okrog 26 km le 4 m padca. Razumljivo je, da je njen tok zato izredno počasen, pri večjih deževjih pa pogosto prestopi bregove. Izredno majhen padec je nastal zaradi kotanjaste oblike Barja, ki je upognjena proti sredini, ter verjetno tudi zaradi mladih tektonskih dviganj med Rožnikom, Gradom in Golovcem. Po podatkih, ki jih navaja R a k o v e c (1955), je dno struge Ljubljanice pri vodomeru na Vrhniki na koti 285,3 m, pri izlivu Iščice 280,7 m, medtem ko je na Špici pri odcepu Gruberjevega kanala skoraj 4 m više: na koti 284,2 m. Od Tromostovja navzdol prične dno Ljubljanice ponovno enakomerno padati.

Barjanska kotlina je povečini zapolnjena s holocenskimi in pleistocenskimi jezerskimi, močvirskimi in rečnimi naplavinami, ki prekrivajo skalno osnovo. Ta je sestavljena (po podatkih iz vrtin) v zahodnem in južnem delu iz triadnega in jurskega dolomita ter apnenca. V severnem in vzhodnem delu, tj. vzhodno od Drenovega griča in Bevk ter pri Rudniku in Škofljici, pa sestavljajo podlago delno triadni dolomiti in apnenec, povečini pa triadni in permokarbonski skrilavi glinovci in peščenjaki. Podlaga Barja prihaja na dan tudi v barjanskih osamelcih.

Prelomi, ki so bili ugotovljeni na obrobju Barja, se nadaljujejo tudi pod mlajšimi barjanskimi naplavinami. Iz severnega obrobja se nadaljuje preko Bevk, Kostanjevice, Plešivice in Dobčenice nariv permokarbonskih skrilavcev, ki pripadajo Škofjeloško-Polhograjski tektonski enoti, na dolomit Krimskega hribovja. Z južnega obrobja Barja se nadaljujejo proti Ljubljani Dobrepoljski, Ortneški in Želimeljski prelom, proti Brdu poteka Mišjedolski prelom, proti Ligojni pa Borovniški prelom.

---

1 Prodni zasip izven barjanskih sedimentov (do 3 m pod površino); *2* Prodni zasip prekrit z barjanskimi sedimenti ali peščeno-glinastimi nanosi hudournikov z obrobja; *3* Slabo zaobljen prod peščenjakov in skrilavih glinovcev (nanos hudournikov); *4* Jezerski sedimenti, peščeno-glinasti nanosi hudournikov; *5* Oolitni apnenec (zg. lias in doger); *6* Menjavanje apnenca in dolomita (sp. jura); *7* Apnenec in dolomit (sp. jura); *8* Plastoviti in pasoviti dolomit (norij in retij); *9* Tuf, peščenjak in apnenec (sp. in sr. karnij); *10* Kristalasti dolomit (sp. karnij); *11* Lapornati dolomit, lapor, meljevec in glinovec (sp. triada) *12* Grödenski peščenjak in konglomerat (sr. perm); *13* Skrilavi glinovec, peščenjak in konglomerat (permokarbon); *14* Prelom; *15* Domnevni prelom; *16* Nariv; *17* Terasa; *18* Barjanski izvir (»okno«); *19* Kraški izvir; *20* Termalni izvir; *21* Zajetje; *22* Vrtan vodnjak, kaptažna vrtina z globino v metrih do prve prodne plasti ali kameninske osnove; *23* Vrtina – piezometer z globino v metrih do prve prodne plasti ali kameninske podlage; *24* Skupina vodnjakov; *25* Geoelektrična sonda z globino v metrih do prve prodne plasti ali kameninske podlage; *26* Geomehanska vrtina z globino v metrih do prve prodne plasti ali kameninske podlage, *27* Profilna črta

1 Gravel fill outside the swamp deposits (to 3 m below the surface); *2* Gravel fill covered by swamp deposits or sandy-loamy deposits of periodical streams from the borderland; *3* Poorly rounded gravel of sandstones and shaly mudstones (periodical stream deposits); *4* Lake deposits, sandy-loamy deposits of periodic streams; *5* Oolitic limestone (Up. Lias and Dogger); *6* Interbedding of limestone and dolomite (Low. Jurassic); *7* Limestone and dolomite (Low. Jurassic); *8* Layered and banded dolomite (Norian and Rhaetian); *9* Tuff, sandstone, and limestone (Low. and Mid. Carnian); *10* Crystalline dolomite (Low. Carnian); *11* Marly dolomite, marl, siltstone and mudstone (Mid. Triassic); *12* Gröden sandstone and conglomerate (Mid. Permian); *13* Shaly mudstone, sandstone and conglomerate (Permo-Carboniferous); *14* Fault; *15* Supposed fault; *16* Overthrust; *17* Terrace; *18* Swamp source; *19* Karstic source; *20* Thermal source; *21* Water capture; *22* Drilled well, capture borehole with depth in meters to the first gravel bed or rocky basement; *23* Borehole with depth in meters to the first gravel bed or to the rocky basement; *24* Group of wells; *25* Geoelectrical probe with depth in meters to the first gravel bed or to the rocky basement; *26* Geomechanical borehole with depth in meters to the first gravel bed or to the rocky basement; *27* Profile trace

Geoelektrične preiskave ter vrtine, izvrtane v okviru raziskav za avtocesto (V i d i c et al., 1979) ter pri raziskavah na borovniškem in iškem vršaju ter vršaju Želimeljščice, so nam dale dokaj točne podatke o globini skalne osnove.

Naplavine, ki zapolnjujejo kotlino, sestoje po podatkih vrtanja in kartiranja na površini delno iz šote, šotnega blata in jezerskega melja (polžarice), delno pa iz rjave peščene gline in peščenega melja, ki sta se odlagala v času občasnih poplav. Večji del barjanske površine sestavljata šota in polžarica. Poplavni peščeno-glinasti sedimenti prekrivajo zahodni del Barja med Verdom, Vrhniko, Ligojno, Drenovim gričem in Brezovico vse do osamelcev Kostanjevica, Plešivica in Vnanje Gorice ter vzhodno obrobje Barja od Rakovnika do Škofljice. Na severnem in vzhodnem obrobju barjanske kotline so nastali ob prehodu hudourniških pritokov Ljubljanice s hribovja v ravnino precej obsežni vršaji, sestavljeni iz peščene gline, glinastega melja z gruščem oziroma slabo zaobljenih prodnikov peščenjaka in skrilavega glinovca (razen vrščaj Gradaščice, ki ga sestavljajo poleg prodnikov peščenjaka in skrilavega glinovca še prodniki karbonatnih kamenin).

Na južnem obrobju Barja so nastali ob prehodu Borovniščice, Iške in Želimeljščice iz ozkih dolin na Barje obsežni prodni vršaji, ki tonejo daleč proti severu pod barjanske plasti (sl. 1).

Pod vrhnjimi šotnimi, meljnimi in glinastimi plastmi leže na vzhodnem delu Barja lahko gnetne jezerske gline in glinasti melji ter trdnejše peščene gline, ki so se usedale ob občasnih poplavah Barja. Med te plasti so vložene močvirske organske gline in šota, pa tudi pesek in prod peščenjakov. Podatki iz vrtin kažejo, da leže na osrednjem in vzhodnem delu Barja jezerske glinaste plasti ponekod neposredno na kraški glini, pod katero sta dolomit ali apnenec. Na že omenjenem podaljšku borovniškega vršaja ter med Gradaščico, Iško in Želimeljščico pa leži prod neposredno na podlagi dolomita oziroma skrilavega glinovca in peščenjaka (sl. 2).

Hidrogeološke značilnosti ozemlja

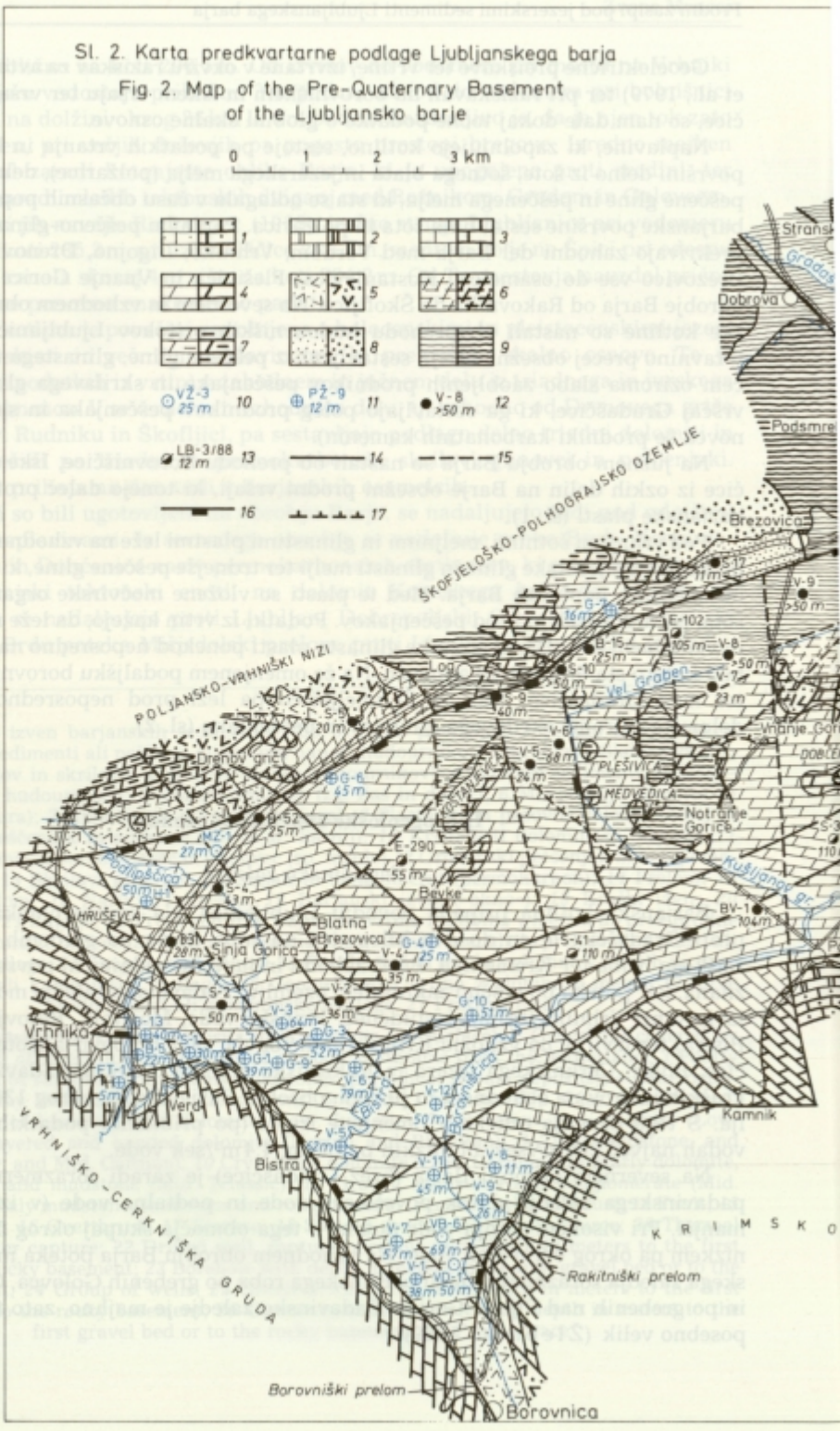
Padavinsko zaledje

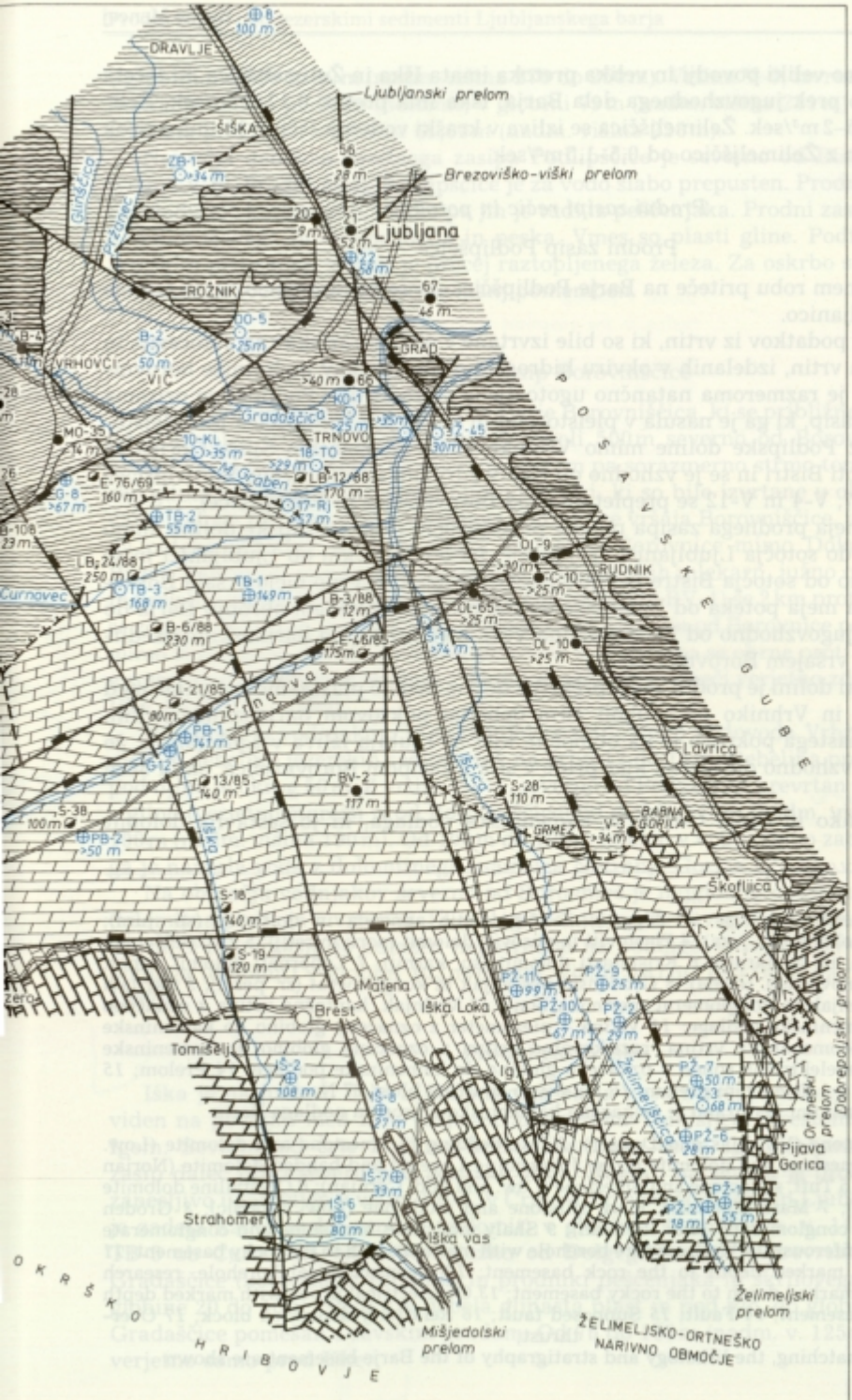
Barjanska kotlina pripada povodju Ljubljanice. Na severu poteka razvodnica proti Gradaščici le en do dva kilometra od roba Barja po grebenih Debelega in Loškega hriba ter Kremenika. Proti zahodu in jugu razvodnica ni povsem zanesljivo znana, ker poteka po močno zakraselem ozemlju. Padavinsko zaledje močnih kraških izvirov pri Vrhniki (Primčev studenec, Hribske vode, Močilnik, Retovje, Ljubija in Bistra) ter izvirov na vznožju Krimskega hribovja, sega do povirja Hotenjke, Logaščice, Pivke, Cerkniškega jezera in Rakitniške planote. Celotno padavinsko zaledje kraških izvirov na zahodnem in južnem obrobju Barja obsega okrog 1300 km^2 ozemlja. S tega ozemlja odteka v omenjene izvire (po približnih podatkih) ob visokih vodah največ 200 m^3/sek, ob nizkih pa okrog 4,4 m^3/sek vode.

Na severnem obrobju Barja (brez Gradaščice) je zaradi sorazmerno majhnega padavinskega zaledja dotok površinske vode in podtalne vode (v izvirih) veliko manjši. Pri visokem stanju vode doteka s tega območja skupaj okrog 50 m^3/sek, pri nizkem pa okrog 0,2 m^3/sek vode. Na vzhodnem obrobju Barja poteka meja padavinskega zaledja sorazmerno blizu barjanskega roba po grebenih Golovca, Orel, Lanišča in po grebenih nad Pijavo Gorico. Padavinsko zaledje je majhno, zato tudi dotok ni posebno velik (Ž l e b n i k, 1969).

Sl. 2. Karta predkvartarne podlage Ljubljanskega barja

Fig. 2. Map of the Pre-Quaternary Basement of the Ljubljansko barje




DRAVLJE
Ljubljanski prelom
ŠIŠKA
Brezoviško-viški prelom
Ljubljana
ROŽNIK
GRAD
VRHOVCI
VIČ
Gradoščica
TRNOVO
M. Graben
Čurnovec
RUDNIK
Lavrica
BABNA GORICA
GRMEZ
Škofljica
Matena
Brest
Iška Loka
Tomišelj
Strahomer
Iška vas
Pijava Gorica
Ortneški prelom
Dobrepoljski prelom
Želimeljski prelom
Mišjedolski prelom
ŽELIMELJSKO-ORTNEŠKO NARIVNO OBMOČJE
OKRŠKO HRIBOVJE
POSAVSKE GUBE

Sorazmerno veliki povodji in velika pretoka imata Iška in Želimeljščica, ki tečeta v Ljubljanico prek jugovzhodnega dela Barja. Iška ima pretok 0,17–2 m³/sek, Želimeljščica 0,15–2 m³/sek. Želimeljščica se izliva v kraški vodotok Iščico, ki ima pretok pred sotočjem z Želimeljščico od 0,5–1,5 m³/sek.

Prodni zasipi rečic in potokov

Prodni zasip Podlipščice

Na zahodnem robu priteče na Barje Podlipščica, ki se pri osamelcu Sinja Gorica izliva v Ljubljanico.

Na osnovi podatkov iz vrtin, ki so bile izvrtane v okviru raziskav za avtocesto, in raziskovalnih vrtin, izdelanih v okviru hidrogeoloških raziskav podtalnice borovniškega vršaja, je razmeroma natančno ugotovljena stara struga Podlipščice oziroma njen prodni zasip, ki ga je nasula v pleistocenu in holocenu. Podlipščica je v pleistocenu tekla iz Podlipske doline mimo Vrhnike, med osamelcema Sinja Gorica in Hraševica proti Bistri in se je vzhodno od Bistre združila s staro strugo Borovniščice (v vrtinah V-7, V-4 in V-12 se prepletata prod Borovniščice in Podlipščice).

Severna meja prodnega zasipa poteka po severnem robu Podlipske doline mimo Sinje Gorice do sotočja Ljubljanice in Ljubije, nato okoli 2 km ob Ljubljanici in se 500 m vzhodno od sotočja Bistre in Ljubljanice združi s severno mejo vršaja Borovniščice. Južna meja poteka od Podlipske doline po jugozahodnem obrobju Barja do okoli 1000 m jugovzhodno od Bistre (vrtina V-7), kjer pride pod barjanskimi usedlinami v stik z vršajem Borovniščice.

V Podlipski dolini je prodni zasip prekrit z do 2 m debelo plastjo meljne gline, med Sinjo Gorico in Vrhniko pa z okoli 10 m debelim pokrovom barjanskih usedlin. Debelina glinastega pokrova je na območju, kjer se Ljubija izliva v Ljubljanico, že okoli 20 m in vzhodno od Bistre, kjer pride v stik z zasipom Borovniščice, okoli 36 m (vrtina V-6).

Med Vrhniko in Sinjo Gorico je kameninska podlaga, ki jo sestavlja dolomit

---

1 Oolitni apnenec (zg. lias in dogger); *2* Menjavanje apnenca in dolomita (sp. jura); *3* Apnenec in dolomit (sp. jura); *4* Plastoviti in pasoviti dolomit (norij in retij); *5* Tuf, peščenjak in apnenec (sp. in sr. karnij); *6* Kristalasti dolomit (sp. karnij); *7* Lapornati dolomit, lapor, meljevec in glinovec (sp. triada); *8* Grödenski peščenjak in konglomerat (sr. perm); *9* Skrilavi glinovec, peščenjak in konglomerat (permokarbon); *10* Vodnjak, kaptažna vrtina z označeno globino do kameninske podlage; *11* Vrtina – piezometer z označeno globino do kameninske podlage; *12* Geomehanska vrtina, raziskovalna vrtina z označeno globino do kameninske podlage; *13* Geoelektrična sonda z označeno globino do kameninske podlage; *14* Prelom; *15* Domnevni prelom; *16* Relativno spuščeni blok; *17* Nariv
S tankimi šrafurami je prikazana kameninsko-starostna podlaga Barja

1 Oolitic limestone (Up. Lias and Dogger); *2* Interbedding of limestone and dolomite (Low. Jurassic); *3* Limestone and dolomite (Low. Jurassic); *4* Layered and banded dolomite (Norian and Rhaetian); *5* Tuff, sandstone and limestone (Low. and Mid. Carnian); *6* Crystalline dolomite (Low. Carnian); *7* Marly dolomite, marl, siltstone and mudstone (Low. Triassic); *8* Gröden sandstone and conglomerate (Mid. Permian); *9* Shaly mudstone, sandstone and conglomerate (Permo-Carboniferous); *10* Well, capture borehole with marked depth to the rocky basement; *11* Borehole with marked depth to the rock basement; *12* Geomechanical borehole, research borehole with marked depth to the rocky basement; *13* Geoelectrical probe with marked depth to the rocky basement; *14* Fault; *15* Supposed fault; *16* Relatively depressed block; *17* Overthrust;
In thin hatching, the lithology and stratigraphy of the Barje basement are shown

v globini med 20 in 40 m (nadm. višina 270 do 250 m). Vrtina V-6, izvrtana severno od Bistre, je zadela podlago (dolomit) v globini 79 m (nadm. višina 211 m) in vrtina V-5, izvrtana pri Bistri, v globini 61,60 m (nadm. višina 228 m).

Največja debelina prodnega zasipa Podlipščice je severno od Bistre okoli 43 m (vrtina V-6). Prodni zasip Podlipščice je za vodo slabo prepusten. Prodniki so drobni, prevladujejo karbonatni, veliko pa jih je tudi iz peščenjaka. Prodni zasip je pomešan z veliko rjavega in sivega melja in peska. Vmes so plasti gline. Podtalnica je pod arteškim pritiskom. V vodi je precej raztopljenega železa. Za oskrbo s pitno vodo je vodonosnik v vršaju Podlipščice manj pomemben.

Prodni zasip Borovniščice

Mimo Borovnice priteče z juga na Barje Borovniščica, ki se približno 4 km severno od Borovnice izliva v Ljubljanico. Še okoli 500 m severno od Borovnice je viden prodni zasip Borovniščice na površini, potem pa sorazmerno strmo tone pod barjanske glinaste plasti. Z raziskovalnimi vrtinami, ki so bile izvrtane v okviru raziskovalne naloge Hidrogeološke raziskave podtalnice vršaja Borovniščice, je ugotovljeno, da poteka zahodna meja prodnega zasipa od Borovnice mimo Dola, vzhodno od Bistre, nato proti severu mimo posestva Ljubljanskih mlekarn, južno od vrtine G-10 in verjetno južno od Notranjih Goric (južno od vrtine BV-1) še 2 km proti vzhodu, kjer se združi s prodnim zasipom Iške. Vzhodna meja poteka od Borovnice po Borovniščici mimo Brega proti severu, zahodno od vrtine V-8, nato pa se obrne proti severovzhodu v smeri proti Podpeči in se okoli 1,5 km vzhodno od Podpeči verjetno združi z vršajem Iške (Mencej, 1988).

Na območju vodnjakov, ki oskrbujejo s pitno vodo vodovoda Vrhnike in Borovnice, je debelina jezerskih sedimentov na vrhu 12 do 15 m. Debelina prodnega zasipa pod njimi je okrog 50 m. Z vrtino BV-1, severno od Podpeči, je prevrtan prod pomešan z glino (verjetno starejši prod Borovniščice) od globine 49 m (nadm. višina 241 m) do 100 m (nadm. višina 190 m). Od 100 m do 105 m imamo v vrtini slabo zaobljen prod, ki ga je nanesla voda z dolomitnega osamelca Notranje Gorice (Pavlovec, 1959).

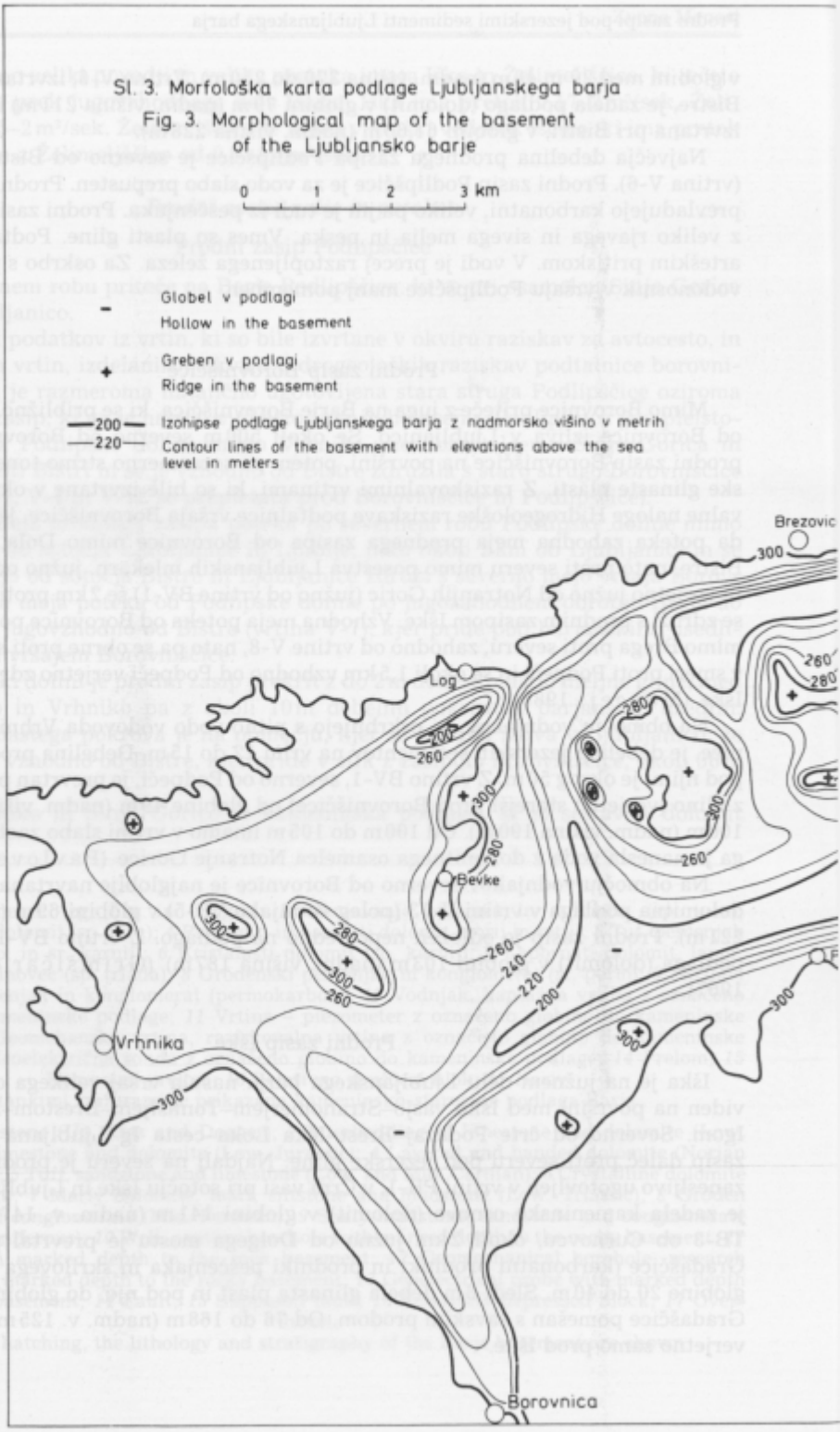
Na območju vodnjakov severno od Borovnice je najgloblje navrtana kameninska dolomitna podlaga v vrtini V-13 (poleg vodnjaka VB-5) v globini 69 m (nadm. višina 221 m). Prodni zasip je odložen neposredno na podlago. Z vrtino BV-1 je navrtana podlaga (dolomit) v globini 103 m (nadm. višina 187 m) (Grimšičar & Ocepek, 1967).

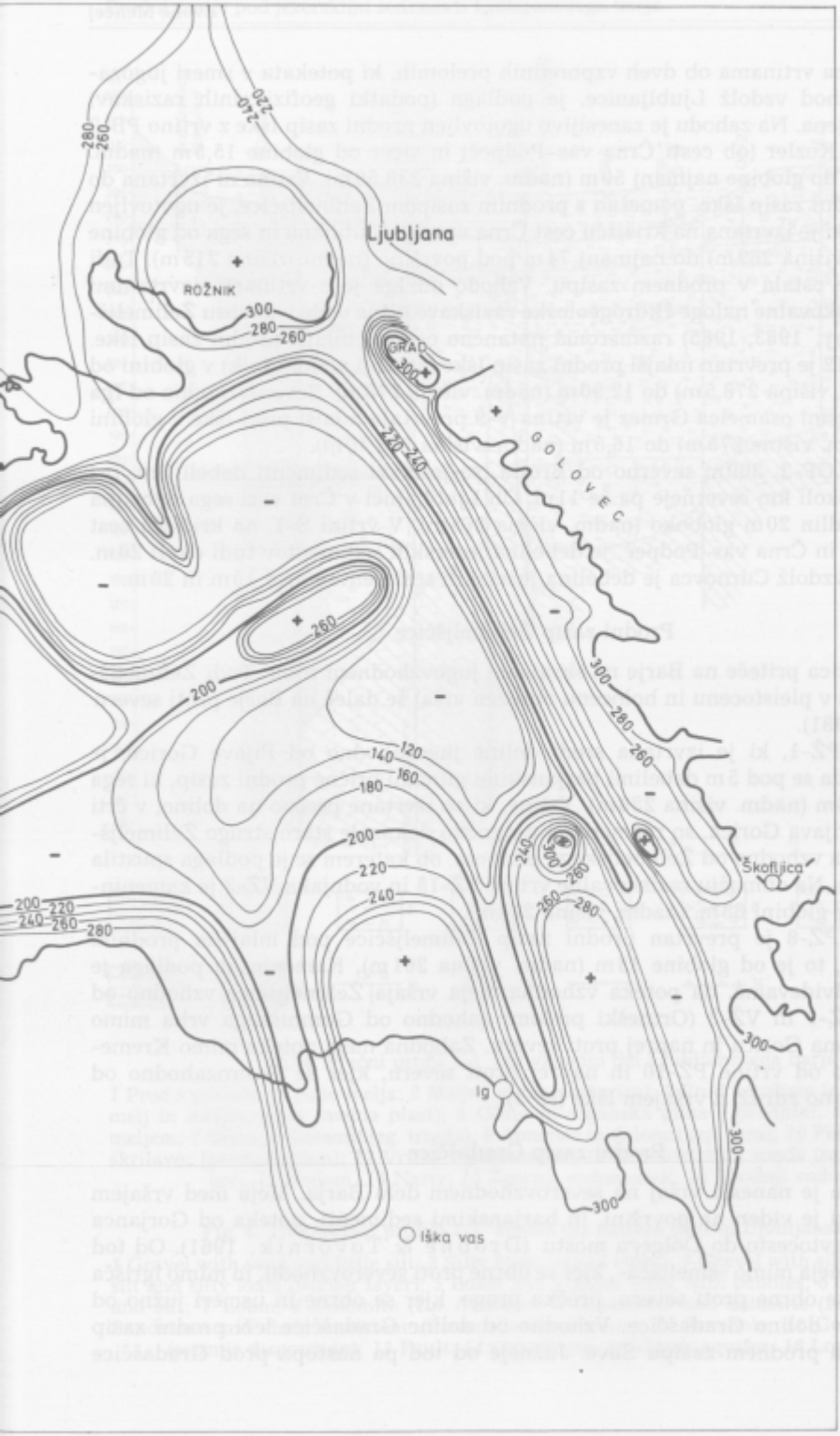
Prodni zasip Iške

Iška je na južnem delu Ljubljanskega barja nasula vršaj velikega obsega. Ta je viden na površini med Iško vasjo–Strahomerjem–Tomišljem–Brestom–Iško Loko in Igom. Severno od črte Podkraj–Brest–Iška Loka–cesta Ig–Ljubljana tone prodni zasip daleč proti severu pod jezerske gline. Najdalj na severu je prodni zasip Iške zanesljivo ugotovljen v vrtini PB-1, v Črni vasi pri sotočju Iške in Ljubljanice. Vrtina je zadela kameninsko osnovo (dolomit) v globini 141 m (nadm. v. 147 m). Vodnjak TB-3 ob Curnovcu, okoli 2 km južno od Dolgega mostu je prevrtal prodni zasip Gradaščice (karbonatni prodniki in prodniki peščenjaka in skrilovega glinovca) od globine 20 do 40 m. Sledi 8 m debela glinasta plast in pod njo, do globine 76 m, prod Gradaščice pomešan s savskim prodom. Od 76 do 168 m (nadm. v. 125 m) je prevrtan verjetno samo prod Iške.

Sl. 3. Morfološka karta podlage Ljubljanskega barja

Fig. 3. Morphological map of the basement of the Ljubljansko barje




Ljubljana
ROŽNIK
GRAD
OOLOVEC
Škofljica
Iška vas
Ig
280
260
220
300
240
200
120
140
160
180

Med obema vrtinama ob dveh vzporednih prelomih, ki potekata v smeri jugozahod-severovzhod vzdolž Ljubljanice, je podlaga (podatki geofizikalnih raziskav) močno dvignjena. Na zahodu je zanesljivo ugotovljen prodni zasip Iške z vrtino PB-2 pri domačiji Kozler (ob cesti Črna vas–Podpeč) in sicer od globine 15,5 m (nadm. višina 273 m) do globine najmanj 50 m (nadm. višina 238,50 m). Vrtina ni izvrtana do podlage. Prodni zasip Iške, pomešan s prodnim zasipom Želimeljščice, je ugotovljen v vrtini Š-1, ki je izvrtana na križišču cest Črna vas–Ig–Ljubljana in sega od globine 20 m (nadm. višina 269 m) do najmanj 74 m pod površino (nadm. višina 215 m). Tudi vrtina Š-1 je ostala v prodnem zasipu. Vzhodo od Iga je z vrtinami, izvrtanimi v okviru raziskovalne naloge Hidrogeološke raziskave pitne vode v nanosu Želimeljščice (Mencej, 1983, 1985) razmeroma natančno omejen mlajši prodni zasip Iške. Z vrtino PŽ-12 je prevrtan mlajši prodni zasip Iške (zgornji vodonosnik) v globini od 12,5 m (nadm. višina 278,5 m) do 12,90 m (nadm. višina 278 m). Severovzhodno od Iga oziroma v bližini osamelca Grmez je vrtina V-9 prevrtala mlajši prod Iške v globini od 15 m (nadm. višine 275 m) do 16,5 m (nadm. višina 273,50 m).

Pri vrtini OP-2, 300 m severno od Bresta, so jezerski sedimenti debeli 2 m, pri vrtini OP-1 okoli km severneje pa že 11 m. Ob Ljubljanici v Črni vasi sega debelina jezerskih usedlin 20 m globoko (nadm. višina 268 m). V vrtini Š-1, na križišču cest Ig–Ljubljana in Črna vas–Podpeč, je debelina jezerskih sedimentov tudi okoli 20 m. Na območju vzdolž Curnovca je debelina jezerskih sedimentov med 15 m in 20 m.

Prodni zasip Želimeljščice

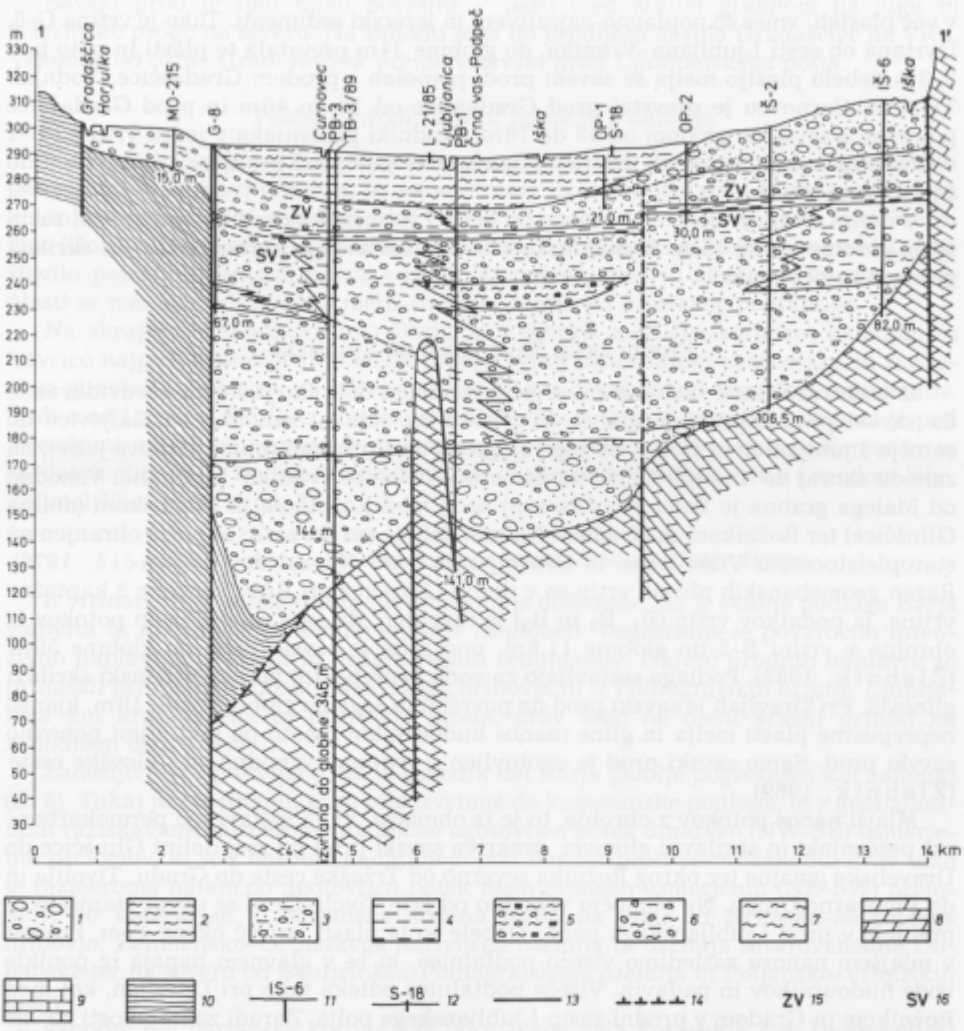
Želimeljščica priteče na Barje na skrajnem jugovzhodnem robu. Tudi Želimeljščica je nasula v pleistocenu in holocenu obsežen vršaj še daleč na Barje proti severu (Mencej, 1981).

Z vrtino PŽ-1, ki je izvrtana sredi doline jugozahodno od Pijave Gorice, je ugotovljeno, da se pod 5 m debelimi barjanskimi glinami prične prodni zasip, ki sega do globine 56 m (nadm. višina 239 m). Vrtine, ki so izvrtane prečno na dolino, v črti Kremenica–Pijava Gorica, so razmeroma natančno dokazale staro strugo Želimeljščice, ki poteka vzhodno od Želimeljskega preloma, ob katerem se je podlaga spustila za okrog 30 m. Na območju raziskovalne vrtine PŽ-15 in vodnjaka VŽ-3 je kameninska podlaga v globini 68 m. (nadm. višina 224 m).

Z vrtino PŽ-8 je prevrtan prodni zasip Želimeljščice pod mlajšim prodnim zasipom Iške, to je od globine 13 m (nadm. višina 261 m). Kameninska podlaga je dolomit. Predvidevamo, da poteka vzhodna meja vršaja Želimeljščice vzhodno od vodnjakov VŽ-1 in VŽ-3 (Ortneški prelom) zahodno od Gumniškega vrha mimo osamelca Babna Gorica in naprej proti severu. Zahodna meja poteka mimo Kremenice, vzhodno od vrtine PŽ-10 in naprej proti severu, kjer se severozahodno od Grmeza verjetno združi z vršajem Iške (sl. 3).

Prodni zasip Gradaščice

Gradaščica je nanesla vršaj na severovzhodnem delu Barja. Meja med vršajem Gradaščice, ki je viden na površini, in barjanskimi sedimenti, poteka od Gorjanca vzporedno z avtocesto do Dolgega mostu (Drobne & Tovornik, 1961). Od tod dalje poteka meja mimo »smetišča«, kjer se obrne proti severovzhodu, in mimo igrišča na Viču. Tu se obrne proti severu, prečka progo, kjer se obrne in usmeri južno od Viške terase v dolino Gradaščice. Vzhodno od doline Gradaščice leži prodni zasip Gradaščice na prodnem zasipu Save. Južneje od tod pa nastopa prod Gradaščice



Sl. 4. Prečni profil 1-1′ čez vzhodni del Ljubljanskega barja

1 Prod s peskom in malo melja; *2* Meljna glina (polžarica); *3* Prod z meljem in peskom; *4* Rdeči melj in meljna glina (mejna plast); *5* Glina in organska glina s prodniki; *6* Prod z glino in meljem; *7* Glina; *8* Dolomit (zg. triada); *9* Apnenec in dolomit (sp. jura); *10* Peščenjak in glineni skrilavec (permokarbon); *11* Vrtina – piezometer; *12* Geoelektrična sonda (seizmična razvrstitev); *13* Prelom; *14* Nariv; *15* Zgornji vodonosnik; *16* Spodnji vodonosnik

Fig. 4. Transversal profile 1-1′ across the eastern part of Ljubljansko barje

1 Gravel with sand and little silt; *2* Silty loam (»snail clay«); *3* Gravel with silt and sand; *4* Red silt and silty loam (border layer); *5* Loam and organic loam with pebbles; *6* Gravel with loam and silt; *7* Loam; *8* Dolomite (Up. Triassic); *9* Limestone and dolomite (Low. Jurassic); *10* Sandstone and shaly mudstone (Permo-Carboniferous); *11* Borehole; *12* Geoelectrical probe (seismic disposition); *13* Fault; *14* Overthrust; *15* Upper aquifer; *16* Lower aquifer

v več plasteh; vmes so poplavno-zajezitveni in jezerski sedimenti. Tako je vrtina G-8, izvrtana ob cesti Ljubljana–Vrhnika, do globine 34 m prevrtala te plasti in nato pod 2–3 m debelo plastjo melja še savski prod, pomešan s prodom Gradaščice. Vodnjak TB-3 ob Curnovcu je prevrtal prod Gradaščice od 18 do 40 m in prod Gradaščice pomešan s savskim prodom od 48 do 76 m. Prodniki peščenjaka v jedru vrtine PB-1 v Črni vasi kažejo na to, da je Gradaščica naplavljala prod proti jugu še najmanj do Ljubljanice (sl. 4).

V dolini Gradaščice, to je severno od ceste Ljubljana–Vrhnika, sega prodni zasip le do globine okrog 14 m. Kameninsko podlago sestavljajo permokarbonski skrilavi glinovci in peščenjaki.

Prodni zasip Save južno od Ljubljane

Iz vseh rezultatov raziskav na severovzhodnem delu Barja lahko predvidevamo, da savski prod zapolnjuje globel, ki poteka na vzhodu zahodno od Galjevice do sotočja Ljubljanice in Iščice, na jugu še južno od Curnovca (mimo Rakove jelše), na zahodu skoraj do Vnanjih Goric ter na severu do ceste Vrhnika–Ljubljana. Vzhodno od Malega grabna je Sava odložila svoj prod med Rožnikom in Podutikom (dolina Glinščice) ter Rožnikom in Gradom. Na tem delu je savski zasip najvišje ohranjen na staropleistocenski Viški terasi in Draveljskem brdu (Grad & Ferjančič, 1976). Razen geomehanskih plitvih vrtin so v dolini Glinščice pri Brdu izvrtane 3 kaptažne vrtine. Iz podatkov vrtin (B_1, B_2 in B_3) je razvidno, da sega mlajši zasip potokov iz obrobja v vrtini B-2 do globine 11,8 m, pod njim je savski prod do globine 50 m (Žlebnik, 1983). Podlago sestavljajo za vodo neprepustni permokarbonski skrilavi glinovci. Pri Dravljah je savski prod na površini in sega do globine okoli 10 m, kjer so neprepustne plasti melja in gline (nanos hudournikov), nato pa pod njimi ponovno savski prod. Samo savski prod je ugotovljen z vrtinami vzhodno od Celovške ceste (Žlebnik, 1969).

Mlajši nanos potokov z obrobja, to je iz območja, ki ga sestavljajo permokarbonski peščenjaki in skrilavni glinovci, prekriva savski prod po vsej dolini Glinščice do Draveljske gmajne ter okrog Rožnika severno od Tržaške ceste do Gradu, Tivolija in do Pivovarne Union. Na območju vzhodno od črte Tivoli–Grad se plasti stanjšajo in preidejo v prod Ljubljanskega polja. Debele so te plasti največ okrog 17 m. Povsod v mlajšem nanosu zasledimo visečo podtalnico, ki se v glavnem napaja iz ponikle vode hudournikov in padavin. Viseča podtalnica odteka tako pri Dravljah, kot med Rožnikom in Gradom v prodni zasip Ljubljanskega polja. Zaradi zablatenosti struge Ljubljanice je manj verjetno, da bi zgornjo podtalnico odvajala Ljubljanica. Čeprav ne gre za pretakanje večjih količin vode v prodni vodonosnik Ljubljanskega polja, bo potrebno preprečiti onesnaževanje z vodo viseče podtalnice, posebno še v Kosezah in Podutiku, kjer lahko onesnažena podtalnica vpliva na kvaliteto vode v vodarni Kleče.

Po podatkih Verbovška (ustno sporočilo) so številne vrtine za toplotne črpalke v Murglah in Trnovem zadele savski prod 18 do 30 m pod površino. Po prevrtanju neprepustnih peščeno glinastih sedimentov se je raven vode dvignila na 6–8 m pod površino.

Vrtina TB-2 (južno od Plutala) je prevrtala savski prod od 20 do 50 m. Vrtina TB-1 (južno od Curnovca) pa od 20-149 m (Verbovšek, ustno sporočilo). Z vrtino G-8 ob cesti Ljubljana–Vrhnika, je savski prod pomešan s prodom Gradaščice prevrtan od 34 do 56 m. Z vodnjakom TB-3 ob Curnovcu pa je savski prod, pomešan s prodom Gradaščice, prevrtan od 48 do 76 m.

Savski prod je tudi blizu površine v pasu med Malim grabnom na jugu in železniško progo na severu. Na zahodu sega do prodnega zasipa Gradaščice na Viču. Vzhodno od ožine Grad–Rožnik preide v savski prod Ljubljanskega polja.

Peščeno-prodni zasipi potokov z obrobja

Hudourniki in potoki, predvsem z obrobja, ki ga sestavljajo permokarbonski peščenjaki in skrilavi glinovci, so na severnem in vzhodnem delu Barja v globeli in kotanje nanašali slabo zaobljen prod peščenjakov in skrilavih glinovcev. Med Brezovico (Gorjanc) in Drenovim gričem, so pod vrhnjimi glinastimi plastmi prevrtali večje število peščeno-meljastih plasti s prodniki peščenjakov in skrilavih glinovcev. Te plasti se menjavajo s plastmi melja in gline, v njih pa ni zvezne podtalnice.

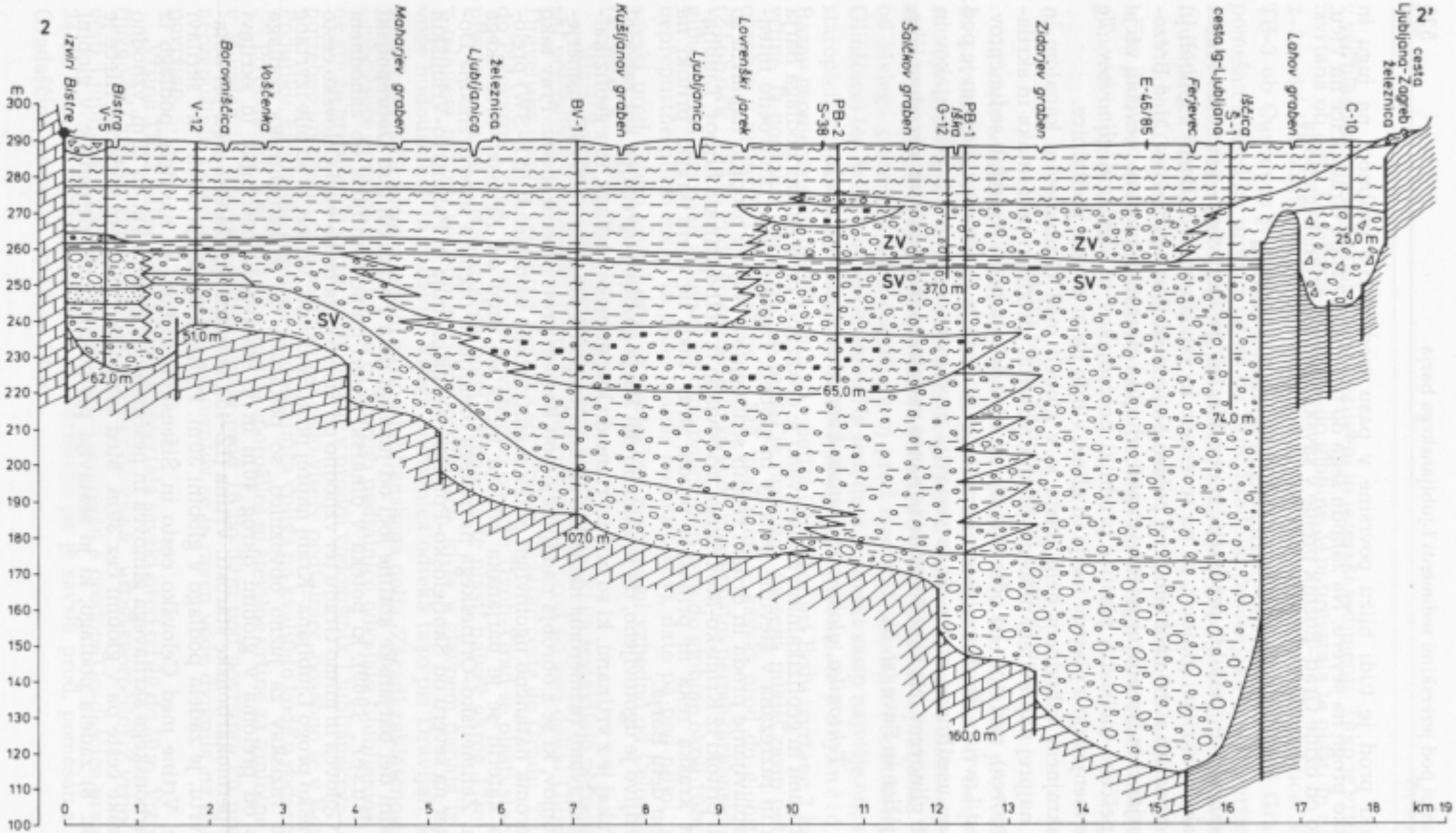
Na skrajnem vzhodnem delu Barja je v globeli med Gruberjevim kanalom in Lavrico najprej naplavljeni peščeno-prodni material (prodniki peščenjaka in skrilavega glinovca), nad njim pa odložena okrog 18 m debela plast jezerskih sedimentov. Tudi med Lavrico, Škofljico, osamelcem Babniški hrib in Gumniškim hribom je pod jezerskimi usedlinami nanos, ki ga sestavlja prod permokarbonskih peščenjakov in skrilavih glinovcev. Na zahodu pride ta nanos verjetno ponekod v stik s prodom Iške, Želimeljščice in Save (sl. 5).

Tektonika, globina in sestava kameninske podlage Barja

Z vrtinami in geofizikalnimi raziskavami je dokazano, da je skalna podlaga Barja valovita in razrezana v številne kotanje in globeli. Pogrezanje je povzročilo intenzivno naplavljanje proda in drugih rečnih sedimentov. Največ prodnih naplavin so prinašali pritoki iz Krimsko-Mokrškega hribovja in iz Polhograjskih hribov. Ljubljanica kot kraška reka ni prinašala proda, prav tako ne njeni kraški pritoki na zahodnem delu Barja.

Zanesljivo je ugotovljeno, da je vzhodni del Barja globlje pogreznjen kot zahodni (sl. 6). Tukaj je z vrtinami, ki so bile izvrtane do kameninske podlage, in z geofizikalnimi raziskavami razmeroma natančno ugotovljen potek dinarsko (NW-SE) usmerjenih prelomov, ki se z obrobja nadaljujejo pod Barjem proti severozahodu. Prav tako je razmeroma natančno ugotovljen potek mediteransko usmerjenih (NE-SW) prelomov, ob katerih se je barjanska kotlina ločila na jugu od Krimsko-Mokrškega hribovja, Želimeljsko–Ortneškega narivnega ozemlja in ozemlja severovzhodne Dolenjske ter na severu od Škofjeloško-Polhograjskega ozemlja in Poljansko-Vrhniških nizov.

Vzhodni del barjanske kotline loči od južnega dela Posavskih gub **Dobrepoljski prelom** (Buser, 1969), ki poteka v dinarski smeri mimo Škofljice, ob zahodnem vznožju Golovca in mimo Gradu ter vzhodno od Šišenskega hriba med Celovško cesto in železniško progo Ljubljana–Kranj naprej proti Šentvidu. Vrtine, ki so bile izvrtane v okviru raziskav za južno obvoznico, so pokazale, da je kameninska podlaga zahodno od preloma v globini okrog 40 m in jo sestavljata peščenjak in skrilavi glinovec permokarbonske starosti. Vrtina (IŽ-45), izvrtana ob Ižanski cesti pri botaničnem vrtu, je zadela podlago v globini 30 m. Podlago sestavlja temno siv skrilavi glinovec. Vrtine med Celovško cesto in Šišenskim hribom so navrtale podlago iz permokarbonskega skrilavega glinovca in peščenjaka v globini 9 m do 20 m, vzhodno od Celovške ceste pa v globini čez 30 m. Med železniško progo in vodarno Kleče je vrtina (št. 8) zadela podlago, ki jo sestavlja permokarbonski peščenjak, v globini 100 m.



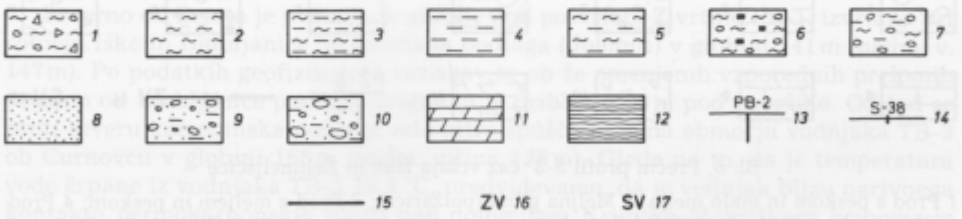
Sl. 5. Vzdolžni profil 2-2′ čez južni del Ljubljanskega barja

Fig. 5. Longitudinal profile 2-2′ over the southern part of Ljubljansko barje

Med **Ortneškim prelomom**, ki poteka v dinarski smeri mimo Gumnišča in ob zahodnem robu osamelca Babna Gorica proti Ljubljani (Premru, 1983), in **Želimeljskim prelomom**, ki poteka po zahodnem robu doline Želimeljščice mimo vzhodnega vznožja Grmeza proti Ljubljani, je tektonski jarek, kjer je v pleistocenu odlagala svoj prod Želimeljščica. Vrtina PŽ-1, izvrtana že v ožjem delu doline (Rogovila), je navrtala podlago, ki jo sestavlja zgornjetriadni dolomit v globini 55 m. Pri vodarni Brezova noga je vrtina PŽ-15 (poleg vodnjaka VŽ-3) zadela dolomitno podlago v globini 68 m (nadm. v. 225 m). Vrtina V-3 pri Babni Gorici do globine 34 m še ni zadela podlage. Med Grmezom in Babno Gorico poteka narivni kontakt, kjer sta permokarbonski peščenjak in skrilavi glinovec narinjena na zgornjetriadni dolomit. Severno od tu sestavljajo podlago permokarbonski skladi.

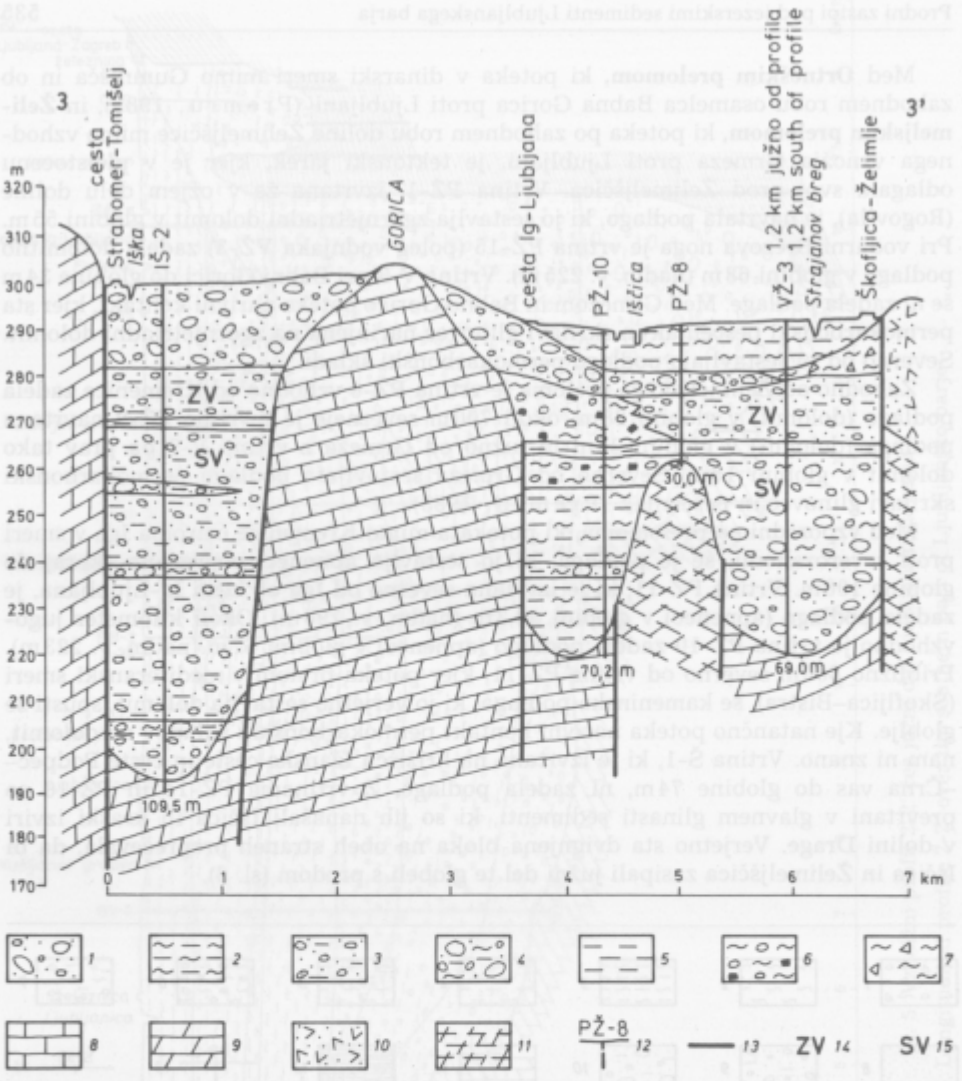
Zahodno od Želimeljskega preloma je vrtina PŽ-6 vzhodno od Kremenice zadela podlago (dolomit) v globini 28 m, okoli 700 m severneje je z vrtino PŽ-9 navrtana podlaga (dolomit) v globini 25 m in južno od Grmeza z vrtino V-9 pa prav tako dolomit v globini 18 m. Severno od Grmeza sestavljata podlago permokarbonski skrilavi glinovec in peščenjak (Premru, 1983).

Med vzporednima prelomoma, ki potekata mimo Kremenice oziroma Iga v smeri proti severozahodu, se je podlaga, ki jo sestavlja apnenec, pogreznila skoraj do globine 100 m. Vrtina PŽ-11, ki je izvrtana severno od Iga ob cesti Ig-Ljubljana, je zadela podlago (apnenec) v globini 99,3 m (nadm. v. 190 m). Okoli kilometer jugovzhodno je vrtina PŽ-10 zadela podlago (apnenec) v globini 67 m (nadm. v. 223 m). Približno 800 m severno od vrtine PŽ-11, kjer poteka prelom v mediteranski smeri (Škofljica–Bistra), se kameninska podlaga, ki jo verjetno sestavlja dolomit, spusti še globlje. Kje natančno poteka narivni kontakt permokarbonskih skladov na dolomit, nam ni znano. Vrtina Š-1, ki je izvrtana na križišču Ižanske ceste in ceste Podpeč–Črna vas do globine 74 m, ni zadela podlage. Z vrtinama PŽ-11 in PŽ-10 so prevrtani v glavnem glinasti sedimenti, ki so jih nanašali Iščica in kraški izviri v dolini Drage. Verjetno sta dvignjena bloka na obeh straneh preprečevala, da bi Iščica in Želimeljščica zasipali južni del te globeli s prodom (sl. 6).



1 Glina z gruščem in slabo zaobljenimi prodniki; *2* Glina; *3* Meljna glina (polžarica); *4* Rdeči melj in meljna glina (mejna plast); *5* Glina in melj; *6* Glina, organska glina in melj s prodniki; *7* Glina in melj s prodniki; *8* Pesek; *9* Prod z meljem in peskom; *10* Prod s peskom in nekaj melja; *11* Dolomit (zg. triada); *12* Peščenjak in skrilavi glinovec (permokarbon); *13* Vrtina – piezometer; *14* Geoelektrična sonda (seizmična razvrstitev); *15* Prelom; *16* Zgornji vodonosnik; *17* Spodnji vodonosnik

1 Loam with rubble and poorly rounded pebbles; *2* Loam; *3* Silty loam (the "snail clay"); *4* Red silt and silty loam (border layer); *5* Loam and silt; *6* Loam, organic loam and silt with pebbles; *7* Loam and silt with pebbles; *8* Sand; *9* Gravel with silt and sand; *10* Gravel with sand and some silt; *11* Dolomite (Up. Triassic); *12* Sandstone and shaly mudstone (Permo-Carboniferous); *13* Borehole; *14* Geoelectrical probe (seismic disposition); *15* Fault; *16* Upper aquifer; *17* Lower aquifer



Sl. 6. Prečni profil 3-3' čez vršaja Iške in Želimeljščice

1 Prod s peskom in malo melja; *2* Meljna glina (polžarica); *3* Prod z meljem in peskom; *4* Prod z glino, meljem in peskom; *5* Rdeči melj in meljna glina (mejna plast); *6* Glinasti prod in prod z organsko glino; *7* Grušč, slabo zaobljen prod nekarbonatnih kamenin in glina; *8* Apnenec in dolomit (jura); *9* Dolomit (zg. triada); *10* Apnenec, tuf in peščenjak (zg. triada); *11* Kristalasti dolomit (sp. karnij); *12* Vrtina – piezometer; *13* Prelom; *14* Zgornji vodonosnik; *15* Spodnji vodonosnik

Fig. 6. Transversal profile 3-3' across the fans of Iška and Želimeljščica

1 Gravel with sand and little silt; *2* Silty loam (the "snail clay"); *3* Gravel with silt and sand; *4* Gravel with loam, silt and sand; *5* Red silt and silty loam (the border layer); *6* Loamy gravel and gravel with organic loam; *7* Rubble, poorly rounded gravel of non-carbonate rocks and loam; *8* Limestone and dolomite (Jurassic); *9* Dolomite (Up. Triassic); *10* Limestone, tuff and sandstone (Up. Triassic); *11* Crystalline dolomite (Low. Carnian); *12* Borehole; *13* Fault; *14* Upper aquifer; *15* Lower aquifer

Vzhodno od **Mišjedolskega preloma**, ki poteka mimo Iške vasi, Matene, Črne vasi, Dolgega mostu in Vrhovcev, je kameninska podlaga južno od mediteransko usmerjenega preloma, ki poteka mimo Škofljice, Matene, Podgore in Podpeči proti Bistri, že v globini med 20 in 30 m. Z vrtino IŠ-8, ki je izvrtana zahodno od Staj, je navrtana podlaga (apnenec) v globini 28 m, vrtina IŠ-7, severno od Iške vasi pa je zadela podlago v globini 33 m. Severno od Matene se podlaga nenadoma spusti in je pri vrtini BV-2 v globini 117 m, na območju med cesto v Črni vasi in Ljubljanico pa že čez 160 m (po podatkih geofizikalnih raziskav) – (Tomšič, 1986).

Med mediteransko usmerjenima prelomoma, ki potekata ob Ljubljanici v smeri proti Vrhniki, je po podatkih geofizikalnih raziskav (Živanović & Ravnik, 1978) dvignjen dolomitni blok do okrog 20 m pod površino (vzhodno od dolomitnega bloka je Ljubljanica preusmerila tok proti severu).

Severno od dvignjenega dolomitnega bloka se podlaga hitro spušča in doseže pri vrtini TB-1 globino 149 m (nadm. višina 148 m) in na območju Mestnega loga globino okrog 170 m. Tu sestavljajo podlago permokarbonske plasti, ki so v bližini Rakove jelše narinjene na dolomit Krimsko-Mokrškega hribovja.

Severno od Tržaške ceste oziroma železniške proge je podlaga dvignjena. Vrtina B-2 pri opekarni na Brdu je zadela podlago (permokarbonski skrilavi glinovec in peščenjak) v globini 50 m. Med Murglami, Trnovim in centrom Ljubljane žal ni bilo izvrtane vrtine, ki bi zadela kameninsko podlago. Številne vrtine so bile globoke med 30 in 57 m. Tudi globina permokarbonske podlage v ožini med Gradom in Šišenskim hribom nam ni znana, predvidevamo pa, da je v globini prek 50 m.

Prelom, ki poteka mimo Strahomerja, Tomišlja, sotočja Iške in Ljubljanice, Gorjanca (Brezovice) in naprej po zahodnem delu doline Gradaščice, loči vzhodni bolj ugreznjeni del Barja od zahodnega. Med tem prelomom in Mišjedolskim prelomom je med Brestom in Iško vasjo podlaga močno spuščena (sl. 2, 5). Z vrtino IŠ-6, ki je bila izvrtana vzhodno od Strahomerja, je navrtana podlaga v globini 80 m. Sestavlja jo zgornjetriadni dolomit. Na območju vodarne Brest je vrtina IŠ-2 (zahodni del vodarne) zadela podlago v globini 108,5 m (nadm. v. 196 m), vrtina IŠ-1 (vzhodni del vodarne) pa v globini 87,60 m (nadm. v. 213 m). V obeh vrtinah sestavlja podlago dolomit.

Severno od Bresta je podlaga še globlje pod površino. Z vrtino PB-1, izvrtano pri sotočju Iške in Ljubljanice, je navrtana podlaga (dolomit) v globini 141 m (nadm. v. 147 m). Po podatkih geofizikalnih raziskav se ob že omenjenih vzporednih prelomih severno od Ljubljanice podlaga dvigne in je približno 80 m pod površino. Od tod se proti severu kameninska podlaga zelo hitro spušča in je na območju vodnjaka TB-3 ob Curnovcu v globini 168 m (nadm. višina 125 m). Glede na to, da je temperatura vode črpane iz vodnjaka TB-3 23,3 °C, predvidevamo, da je vodnjak blizu narivnega kontakta permokarbonskih plasti nad dolomitom Krimsko-Mokriškega hribovja iz katerega priteka termalna voda v prodni zasip.

Vrtina G-8, izvrtana med železniško progo in cesto Ljubljana–Vrhnika južno od Kozarij, do globine 67 m ni zadela podlage. Iz rezultatov geofizikalnih raziskav je razvidno, da je podlaga v globini približno 170 m. Vrtine severno od ceste Ljubljana–Vrhnika v dolini Gradaščice (severno od Brezoviško-Viškega preloma) so zadele podlago (permokarbonski skrilavi glinovec in peščenjak) v globini 11–14 m.

Del barjanske kotline zahodno od preloma, ki poteka mimo Strahomerja, Tomišlja in Gorjanca proti Dobrovi, je znatno manj raziskan. Z vrtinami, ki so bile izvrtane za avtocesto Ljubljana–Vrhnika, in z geofizikalnimi raziskavami za isti namen je bilo ugotovljeno, da so med osamelci in Brezoviško-Viškim prelomom večje

in manjše globeli in kotanje (Ravnik, 1979). Tako so med Sinjo Gorico in Blatno Brezovico ter Bevkami, Kostanjevico in Drenovim gričem ugotovljene plitvejše globeli, kjer je globina do kameninske podlage 20–50 m. Dno globeli sestavlja povečini dolomit, ki je prepusten in vodonosen, kot so pokazale vrtine pri Drenovem griču in ob cesti med Blatno Brezovico in Bevkami. Manjša, toda zelo globoka (90 m) kotanja je bila ugotovljena z geofizikalnimi preiskavami med zapuščeno železniško progo pri vasi Log in Kostanjevico (Ravnik, 1979). Dno kotanje sestavljajo neprepustni permokarbonski skrilavi glinovci in peščenjaki.

Obsežna podolgovata in globoko zarezana globel (80 do 90 m) se razprostira vzdolž Bevškega jarka med osamelci Bevke in Kostanjevico ter osamelci Bluše in Medvednico. Globel se proti jugu razširi in poglobi. Dno globeli sestavljajo na jugu delno prepustni dolomit, na severu pa neprepustni permokarbonski skrilavi glinovci in peščenjaki. Na tem območju se nadaljuje s severnega obrobja preko Bevk, Kostanjevice, Plešivice in Dobčenice nariv permokarbonskih skrilavih glinovcev in peščenjakov, ki pripadajo Škofjeloško-Polhograjski tektonski enoti, na dolomit Krimskega hribovja. Vrtina V-5 ob poti Log–Bevke (vzhodno od Kostanjevice) je prevrtala v globini od 24 m do 30 m permokarbonski skrilavi glinovec s plastmi peščenjaka, pod njim pa zgornjetriadni dolomit (Žlebnik, 1969).

Izredno globoka podolgovata globel je bila ugotovljena z geoelektričnimi preiskavami severno od osamelcev Plešivica in Vnanje Gorice ter južno od ceste Ljubljana–Vrhnika (sl. 3). Globel se nadaljuje proti Ljubljani v že obravnavano globel. Najgloblji njeni deli leže 100 do 150 m globoko pod površino. Plitvejša, do 70 m globoka kotanja, je med Plešivico in Vnanjimi Goricami. Dno obeh globeli sestavljata neprepustni permokarbonski glinasti skrilavi glinovec in peščenjak, delno pa polprepustni dolomit. Na tako sestavo skalne osnove sklepamo iz geološke in tektonske zgradbe obeh osamelcev.

Na zahodu sega barjanska kotlina do **Borovniškega preloma**, ki poteka po zahodnem robu doline Borovniščice mimo Bistre, Podgore, Vrhnike in vzhodno od Hruševce proti Ligojni. Prelom loči Borovniško-Cerkniško grudo od Krimsko-Mokrškega hribovja. Vzporedno z Borovniškim prelomom poteka mimo Paka, posestva Ljubljanskih mlekarn, ob vzhodnem robu osamelca Sinja Gorica proti Ligojni **Rakitniški prelom** (Buser, 1965). Med obema prelomoma izvrtane vrtine so pokazale, da je kameninska podlaga, ki jo sestavlja dolomit, razkosana na več spuščenih in dvignjenih blokov (sl. 2).

Vrtine med Hruševco in Sinjo Gorico so zadele podlago, ki jo sestavlja dolomit, v globini 25 (G-2) in 32 m (H-1). Južno od Sinje Gorice je podlaga močno ugreznjena in leži v globini okrog 60 m. Z vrtino G-3 je ugotovljena podlaga v globini 52 m (nadm. v. 238 m), z vrtino G-1 v bližini Borovniškega preloma pa v globini 30,5 m (nadm. v. 260 m). Jugovzhodno se podlaga ob prelomu z mediteransko smerjo, ki poteka vzdolž Ljubljanice v smeri proti Rudniku, spusti še globlje. Z vrtino V-6 severno od Bistre, je ugotovljena podlaga v globini 79 m (nadm. v. 211 m). Vrtina V-5 pri Bistri je zadela podlago (dolomit) v globini 61,60 m (nadm. v. 228 m). Borovniščica je nasula svoj prod v globel med Borovnico in Bistro (sl. 3). Na tem območju je najgloblje dosegla podlago (dolomit) vrtina V-13 (izvrtana poleg vodnjaka VB-6), in sicer v globini 69 m (nadm. v. 221 m). Vzhodno od Rakitniškega preloma med Pakom in Goričico je kameninska podlaga, ki jo sestavlja apnenec le malo pod površino. Vrtina V-8, izvrtana 700 m severno od Paka, je zadela podlago (apnenec) 11 m pod površino. Relativno dvignjen blok apnenca omejuje severno od vrtine V-8 mediteransko usmerjeni prelom, ki poteka mimo Škofljice, Podpeči v smeri proti Bistri. Med tem prelomom in prelomom,

ki poteka večji del vzporedno z Ljubljanico (stara struga) so se tla močneje ugreznila. Od Bistre proti Črni vasi se stopničasto spuščajo dolomitni bloki do najglobljega dela, to je do vzhodnega dela Barja (sl. 5). Tako je z vrtino V-12, severno od vodarne Borovniški vršaj, navrtana podlaga (dolomit) v globini 50 m in z vrtino BV-1 pri Podpeči v globini 103 m (nadm. v. 185 m). Vrtina PB-2 pri domačiji Kozler do globine 50 m ni zadela podlage, medtem ko je vrtina PB-1 zadela podlago v globini 141 m (nadm. v. 147 m).

Na severozahodnem delu Barja so potoki z obrobja zasuli kotanje in globeli z glinenim nanosom. Zaradi naravne pregrade, ki so jo sestavljali osamelci, se je verjetno odtok Podlipščice (Tunjice) in Ljubljanice preusmeril proti jugovzhodu, kjer se jima je pridružila še Borovniščica. Od tu je voda odtekala med južnim obrobjem Barja in južno od osamelcev proti severovzhodu (sl. 1).

Podtalnica prodnih vodonosnikov

Podtalnica borovniškega vršaja

Zgornji prodni vodonosnik vršaja Borovniščice se prične v območju vodnjakov 12–15 m pod površino. Okrog 1,5 km jugovzhodno, to je pri Borovnici, kjer ni več barjanskih usedlin, je prod zgornjega vodonosnika na površini. Tu je možno napajanje zgornjega vodonosnika z vodo Borovniščice in s padavinami. Na območju vodnjakov VD-1 in VD-5 je zgornji vodonosnik debel okrog 17 m. Piezometrična gladina zgornjega vodonosnika je na koti 290 do 291 m in rahlo pada (i = 1 ‰) v smeri proti severu. Zgornji prodni vodonosnik je na vzhodu v stiku z izdatnim vodonosnikom v dolomitu in apnencu. Med poskusnim črpanjem je ugotovljeno, da se podtalnica zgornjega prodnega vodonosnika obnavlja z vodo iz dolomita in apnenca na vzhodnem delu vršaja. Gladina vode v vrtini V-8, ki je zajela vodo v apnencu, je med črpanjem nihala podobno kot v vrtinah, ki so zajele vodo v prodnem vodonosniku. Zahodni del Borovniškega vršaja pride v stik z glino in močno zaglinjenim prodom Podlipščice tako, da s tega območja ne dobi večjih količin vode. Spodnji in zgornji vodonosnik loči med seboj 1,50 m do 3 m debela plast rdeče rjavega melja, tako da je mogoče napajanje zgornjega vodonosnika z vodo spodnjega vodonosnika le, če je ta plast kje prekinjena. Podtalnica zgornjega vodonosnika se zaradi višjega piezometričnega tlaka preceja skozi polžarico v šoto, iz nje pa v številne melioracijske jarke. Reakcija na padavine je sorazmerno hitra, kar kaže na tesno povezavo prodnega vodonosnika s podzemno vodo v skraselem obrobju. Glede na to, da odteka le malo vode zgornjega vodonosnika, se voda v vodonosniku le počasi menja. Poleg tega prihaja do mešanja s huminskimi kislinami, ki odvzemajo vodi kisik, tako da pride do raztapljanja železa v glinasto-meljastih plasteh, ki vsebujejo precejšnjo količino železa.

Na osnovi rezultatov črpalnih poizkusov v vodnjakih VD-1 in VD-2 so izračunane osnovne hidravlične značilnosti zgornjega vodonosnika:

koeficient prevodnosti	$T = 2{,}2 \times 10^{-2}$ m²/sek = 1900 m²/dan
koeficient elastične izdatnosti	S = 0,000052
koeficient prepustnosti	$k = 5{,}79 \times 10^{-4}$ m/sek

Z dosedanjimi raziskavami ni bilo mogoče določiti bilance podtalnice v zgornjem prodnem vodonosniku. S črpalnim poizkusom pa je ugotovljeno, da je mogoče iz zgornjega vodonosnika črpati najmanj 50 l/sek vode. Bilanca zgornjega vodonosnika

je odvisna predvsem od velikosti in prepustnosti kontaktne površine med prodnim in kraškim vodonosnikom.

Voda zgornjega vodonosnika je bakteriološko neoporečna, kemično pa ni primerna zaradi prevelike vsebnosti železa. Temperatura vode je na območju vodnjaka VD-2 11 °C, pri vodnjaku VD-1 pa 12 °C.

Spodnji vodonosnik vršaja Borovniščice sega na območju vodnjakov od približno 30 do 69 m globoko. Zgornji del spodnjega vodonosnika (do globine 52 m) je slabo prepusten. Z vodnjaki je voda zajeta v globini od 52 do 69 m. Prodni zasip s prodniki, debelimi do 30 cm, leži neposredno na kameninski osnovi, ki jo sestavlja dolomit. Piezometrična gladina spodnjega vodonosnika je na koti 290,5 do 291,5 m (višje od piezometrične gladine zgornjega vodonosnika) in pada proti severu. Spodnji vodonosnik se napaja verjetno samo z vodo kraškega vodonosnika na vzhodu in razpoklinskega vodonosnika v dolomitu, ki sestavlja kameninsko podlago.

Osnovne hidravlične lastnosti spodnjega vodonosnika so:

$$T = 1{,}38 \times 10^{-2}\ m^2/sek = 1192\ m^2/dan$$
$$S = 0{,}000156$$
$$k = 1{,}14 \times 10^{-3}\ m/sek$$

S črpanjem iz dveh vodnjakov izkoriščajo pri stabilizirani depresiji 7,5 oziroma 10,5 m (ob suši) 70 l/sek pitne vode za vodovodna sistema Vrhnike in Borovnice. Razlika med minimalno in maksimalno gladino vode med črpanjem je 1,5 m.

Tudi bilanca podtalnice spodnjega vodonosnika je odvisna predvsem od prepustnosti in površine kontakta prodnega in kraškega oziroma razpoklinskega vodonosnika. Glede na to, da je kontaktna površina spodnjega vodonosnika s kraškim vodonosnikom znatno večja od zgornjega, je spodnji vodonosnik izdatnejši od zgornjega. Izdatnost spodnjega vodonosnika je nad 100 l/sek, kar je pokazalo istočasno črpanje pri stabilizirani depresiji iz vodnjakov VB-3 (20 l/sek), VB-5 (45 l/sek) in VB-6 (35 l/sek).

Zaradi bližine nevarnih onesnaževalcev (Fenolit, železniška postaja) so predvsem **kakovost podtalnice** večkrat raziskovali. Izdelanih je bilo več kot 100 bakterioloških analiz, ki so vse dale neoporečne rezultate. Še več je bilo izdelanih kemičnih analiz (12 širokih analiz). Vse so pokazale, da voda povsem ustreza predpisom za pitno vodo. Količina železa v vodi ni presegla 0,2 mg/l. Temperatura vode je bila 12 °C.

Podtalnica Iškega vršaja

V letih 1974 do 1976 so bila južno od vasi Tomišelj–Brest–Matena–Iška Loka opravljena obsežna raziskovalna dela, da bi zajeli vodo za ljubljanski vodovod. Rezultati so bili objavljeni v poročilu Hidrogeološke raziskave za vodarno Brest v podtalnici Iškega vršaja (Breznik, 1975a) in v članku Podtalnica Iškega vršaja (Breznik, 1975b).

V prvi fazi raziskav je bilo izvrtanih 5 raziskovalnih vrtin (IŠ-1-5). V vrtinah IŠ-3 in IŠ-5 so bili opravljeni črpalni poizkusi. Vrtine IŠ-1, IŠ-2 in IŠ-4 so bile izvrtane do dolomitne kameninske podlage. Leta 1980 je bilo v sedanjem profilu vodarne Brest izvrtanih 11 vrtin z vgrajenimi piezometri (PV-1-11) in 11 vodnjakov (V-1-11) v medsebojni razdalji 100 m.

Z raziskavami je ugotovljeno, da sta v profilu vodarne Brest dva vodonosnika, ki sta med seboj ločena z 10 m debelo plastjo glinastih neprepustnih plasti (sl. 6). V globini 30–31 m je prevrtana plast rdeče rjave meljne gline, podobne kot na vršaju

Borovniščice in Želimeljščice. Zgornji vodonosnik sega do globine 27 m pod površjem (nadm. v. 272 m). Piezometrična gladina zgornjega vodonosnika je na nadmorski višini 297 do 292 m.

Vodnjaki so zajeli le vodo zgornjega vodonosnika. Po mnenju Breznika (1984) bi črpanje vode, ki teče v profilu vodarne skozi spodnji vodonosnik, povzročilo posedanje tal na Barju. Voda spodnjega vodonosnika napaja namreč arteški vodonosnik Ljubljanskega barja. Jeseni 1980. leta je bilo ugotovljeno, da je zmogljivost vodnjakov nad 33 l/sek. V septembru 1983 izvedeni poizkus pa je pokazal, da je zmogljivost vodnjakov V-5 in V-8, za katera je bila izračunana največja zmogljivost 42 in 91 l/sek, le okrog 10 l/sek. Breznik (1984) je zato sklepal, da je za zmogljivost vodnjakov zelo pomemben holocenski prod, kjer se formira občasni površinski vodonosnik. Ko se namreč gladina vode zniža in holocenski prod ni potopljen, se zmogljivost vodnjakov zmanjša na 8–12 l/sek. Holocenski prod ima okoli 10 do 100-krat večji koeficient prepustnosti od pleistocenskega.

Leta 1984 sta bili izvrtani vrtini IŠ-7 in IŠ-8 jugovzhodno od vodarne Brest. Pokazali sta, da je podlaga, ki jo sestavlja apnenec v vrtini IŠ-8, 27 m pod površino (nadm. v. 282 m), v vrtini IŠ-7 pa 33 m pod površino (nadm. v. 280 m). Do globine okoli 10 m je dobro prepusten prod, pod njim pa je zaglinjen slabo prepusten prod, odložen na apnencu. Iz tega je mogoče sklepati, da je zgornji vodonosnik na vzhodni strani vodarne Brest za vodo zelo slabo prepusten. Te ugotovitve nam potrjujejo tudi manjše izdatnosti izvirov vzhodno od prelomne cone, oziroma severovzhodno od vodarne Brest (Retje 1, Retje 2, Bršnik, Na Brodu v Talih), ki ob suši skoraj presuše, pa tudi majhne zmogljivosti vodnjakov V-10 in V-11 na skrajnem vzhodnem delu vodarne Brest.

Vrtine, izvrtane v okviru hidrogeoloških raziskav prodnega zasipa Želimeljščice, so pokazale, da sega prodni zasip Iške (zgornji vodonosnik) še precej daleč proti vzhodu, kjer prekriva pleistocenski prodni zasip Želimeljščice (sl. 6). Z vrtino PŽ-12 ob Domavščici je prevrtan prodni zasip Iške (zg. vodonosnik) v globini od 9,4 m (nadm. v. 280,50 m) do 13,6 m (nadm. v. 276,3 m).

Zgornji prodni vodonosnik Iške je prevrtan še z vrtinami PŽ-11 (ob cesti Ljubljana–Ig), PŽ-10, PŽ-8 in PŽ-9, ki so izvrtane okoli km vzhodno od ceste Ljubljana–Ig (sl. 6). Tudi vrtina V-9 južno od osamelca Grmez je prevrtala zgornji vodonosnik od 15 (nadm. v. 275 m) do 16,5 m (nadm. v. 273,50 m).

Vrtina OP-2, ki je bila izvrtana okoli 300 m severno od ceste Brest–Tomišelj (že na območju barjanskih tal), je prevrtala zgornji vodonosnik od globine 1,5 do 17 m (nadm. v. 290,5 do 275 m). Okrog 1,5 km severneje izvrtana vrtina OP-1 pa je prevrtala zgornji prodni vodonosnik Iške od 10,8 do 21 m (nadm. v. 279 oziroma 268 m). Precej zanesljivo je mogoče sklepati, da je tudi z vrtino PB-1, izvrtano v Črni vasi pri sotočju Iške in Ljubljanice, prevrtan zgornji vodonosnik Iškega prodnega vršaja, in sicer v globini od 20 (nadm. v. 268 m) do 31 m (nadm. v. 258 m), prav tako pa tudi z vrtino PB-2 pri domačiji Kozler, kjer je prod zgornjega vodonosnika prevrtan od globine 15,5 (nadm. v. 273 m) do 32 m (nadm. v. 256 m).

Piezometrična gladina zgornjega vodonosnika je v vrtini PB-2 na nadmorski višini 289 do 291 m. Predvidevamo, da je tudi z vrtino BV-2, izvrtano južno od Črne vasi, prevrtan zgornji prodni vodonosnik Iške od globine 20,20 (nadm. v. 268,4 m) do 33,20 m (nadm, v. 255,4 m). To kaže tudi piezometrična gladina vode, ki je bila po prevrtanju te plasti na nadmorski višini približno 292 m. Z vodnjakom TB-3 ob Curnovcu ni prevrtan zgornji prodni vodonosnik Iške.

Po podatkih iz II. dela poročila Zmogljivost črpališča Brest v sušni dobi (Brez-

nik, 1984) je ob suši l. 1983 poniknilo na odseku od mostu pri Iški vasi do Strahomerja (1,3 km) približno 241 l/sek vode iz Iške. Iz vodnjakov so takrat črpali 56 l/sek, pretočne količine barjanskih izvirov so bile 95 l/sek. Kje je bilo preostalih ok. 90 l/sek ponikle vode Iške, si različno razlagajo.

V primeru, da je glinasto meljasta plast, ki loči oba vodonosnika slabo prepustna ali celo ni (to potrjujejo vrtine IŠ-6 v profilu vodarne, PB-1 PB-2 in BV-2), potem se pretaka vsa ponikla voda Iške (tudi voda, ki jo prispevajo padavine) v profilu čez vodarno in zahodno od nje. Manjši del vode v sušnem obdobju črpajo z vodnjaki, večji del pa odteka v barjanske izvire in precejšen del še naprej proti severu. Vzhodno od vodarne se lahko pretakajo zelo majhne količine vode, ker je na tem delu ob prelomu kameninska podlaga dvignjena, prodni zasip pa močno zaglinjen (vrtini IŠ-7 in IŠ-8). To potrjujejo tudi manjše zmogljivosti vodnjakov V-10 in V-11, ki sta na skrajnem vzhodnem delu vodarne, ter manjše izdatnosti izvirov severovzhodno od vodarne Brest. Manj verjetno je, da bi se okrog 90 l/sek oziroma še več vode (ni upoštevana infiltriràna voda padavin) pretakalo mimo vodarne v dolomitu na zahodnem obrobju. (Vrtina T-1 izvrtana v podaljšku vodarne, na levem bregu Iške, je prevrtala vodonosne razpoke v globini 170 m).

Zmogljivost podtalnice zgornjega prodnega vodonosnika Iške je mogoče določiti približno na osnovi količin ponikle Iške (na odseku od Iške vasi do Strahomerja) in z infiltracijo padavin na območju, kjer je prodni zasip vršaja Iške na površini. Niso nam znane le količine podzemne vode, ki pritekajo v zgornji prodni vodonosnik iz obrobja, tj. predvsem vodonosnika v dolomitu, ki pride v stik s prodnim vodonosnikom.

Iz rezultatov opravljenih meritev pretokov Iške v Iški vasi in Strahomerju oziroma Tomišlju je mogoče oceniti, da v povprečju ponikne v prodni vodonosnik okrog 350 l/sek vode Iške. Približno 1333 mm/leto padavin (Črna vas), ki pade na okrog 9 km² površine, prispeva pri evapotranspiraciji 700 mm (ugotovljeno za Ljubljansko polje), okrog 180 l/sek vode. Če odštejemo od skupnih 530 l/sek ponikle vode povprečno izdatnost barjanskih izvirov, tj. okrog 300 l/sek, sklepamo, da povprečno odteka pod jezerske naplavine proti severu še okrog 230 l/sek podtalne vode.

Velik del te vode se zaradi višjega pritiska preceja navzgor v polžarico in šoto ter se odteka v številne melioracijske jarke (verjetno tudi v 8 do 10 m globoko strugo Ljubljanice). Del precejajoče vode tudi izhlapi, posebno poleti.

Glede na rezultat črpalnih poizkusov so določene hidravlične karakteristike zgornjega vodonosnika (Breznik, 1975b):

V vrtini IŠ-3 $T = 1540\,m^2/dan$
$S = 0{,}0007$
$k = 1 \times 10^{-3} - 1{,}1 \times 10^{-4}\,m/sek$

Do slabše kakovosti vode zgornjega vodonosnika prihaja predvsem zaradi neurejene kanalizacije v naseljih, ki leže na zbirnem zaledju. Z dokončno ureditvijo kanalizacije in z zmanjšanjem gnojenja površin se bo kakovost vode zboljšala. Kemično voda ustreza zahtevam za pitno vodo.

Spodnji prodni vodonosnik Iškega vršaja se prične na območju vodarne Brest v globini 40 m (nadm. v. 260 m) in sega do kameninske podlage v globini približno 105 m (nadm. v. 191 m). Piezometrična gladina spodnjega vodonosnika je v profilu vodarne na nadmorski višini 290 do 191 m. Podlago sestavlja triadni dolomit (sl. 6).

Spodnji vodonosnik sega daleč proti severu, verjetno do Brezoviško-Viškega preloma (sl. 4). V vrtini PB-1 je bil prevrtan prodni zasip Iške do globine 141 m

(nadm. v. 147 m). Vrtina PB-2 pri Kozlarju je prevrtala iški prod do globine 50 m (nadm. v. 238,50 m) in ni dosegla kameninske podlage. Z vrtino BV-2 je prevrtan spodnji prodni vodonosnik Iške (prepleta se s prodnim zasipom Želimeljščice) od globine 40,77 (nadm. v. 248 m) do 116,80 m (nadm. v. 172 m). Vrtina Š-1 na križišču Ižanske ceste in ceste Črna vas–Podpeč je ostala v produ še v globini 74 m. Z vodnjakom TB-3, ki je izvrtan ob Curnovcu južno od Dolgega mosta je prevrtan spodnji vodonosnik Iške od 76 m do 168 m (nadm. višina 125 m). Nad njim je vodonosnik, ki sestavlja prod Gradaščice in Save. Vodonosnika sta med seboj le slabo ločena. Voda spodnjega vodonosnika Iške (verjetno je več med seboj slabo ločenih vodonosnikov) je z vrtino PB-1 zajeta na odsekih od 24,59 do 59 m in od 101,5 do 143,3 m, samoizliv na koti terena je 18 l/sek. Piezometrična gladina vode je približno na nadmorski višini 289 do 290 m. V vrtini PB-2 je piezometrična gladina podtalnice spodnjega vodonosnika na nadmorski višini približno 290,50 m. Piezometrična gladina podtalnice je v vodnjaku TB-3 na nadmorski višini okrog 287,5 m in v vrtinah TB-1 in TB-2 na nadmorski višini 287,70 m oziroma 288,70 m. V vodnjaku in obeh vrtinah je zajeta voda v dolomitu. Predvidevamo, da se piezometrične gladine podtalnice v produ in dolomitu bistveno ne razlikujejo.

Zmogljivosti spodnjega vodonosnika z do sedaj razpoložljivimi podatki ni mogoče določiti. K bilanci spodnjega vodonosnika Iškega vršaja največ prispeva vodonosnik v karbonatnih kameninah, ki obdaja prodni vodonosnik na jugu, vzhodu, zahodu in v podlagi. Lego spodnjega prodnega vodonosnika Iškega vršaja lahko primerjamo z lego spodnjega vodonosnika Borovniškega vršaja, kjer smo ugotovili zelo dobro napajanje prodnega vodonosnika z vodo kraškega vodonosnika (primerjamo lahko izvir Pako z izvirom Iščice). Nadaljnje raziskave bodo pokazale ali in kolikšen del ponikle vode Iške napaja spodnji vodonosnik.

Spodnji prodni vodonosnik Želimeljščice, ki pride v stik s spodnjim prodnim vodonosnikom Iške pri Črni vasi, verjetno ne prispeva pomembnih količin vode k bilanci spodnjega vodonosnika Iškega vršaja. Podtalnica Iškega vršaja odteka v smeri proti Ljubljani in se severno od Ljubljanice združi s podtalnico v prodnem zasipu Gradiščice in Save. Iz piezometričnih gladin vode je mogoče sklepati, da precejšen del vode s tega območja odteka skoz ožino med Rožnikom in Gradom v prodni vodonosnik Ljubljanskega polja in skoz ožino med Rožnikom, Podutikom mimo Dravelj prav tako v vodonosnik Ljubljanskega polja.

Hidravlične karakteristike spodnjega vodonosnika so pri vodarni Brest v vrtini IŠ-4 (Breznik, 1975b):

$$T = 5680\,m^2/dan$$
$$S = 0{,}00022$$
$$k = 1{,}1 \times 10^{-3}\,m/sek$$

Kakovost podtalnice spodnjega vodonosnika Iškega vršaja pri vodarni Brest kemično in bakteriološko ustreza predpisom za varstvo pitnih voda. Voda iz vrtine PB-2 in PB-3 pa vsebuje prevelike količine raztopljenega železa (nad 1 mg/l). Z obema vrtinama je zajeta voda zgornjega in dela spodnjega vodonosnika. Vzorec vode, odvzet med črpanjem iz vodnjaka TB-3, kjer je zajeta voda v globini 245 do 346 m, je imel samo 0,1 mg/l raztopljenega železa.

Podtalnica Želimeljskega vršaja

Z vrtinami je razmeroma podrobno preiskan vršaj Želimeljščice med Brezovo nogo (zahodno od Pijave Gorice) in zaselkom Rogovila.

Z vrtinami sta v vršaju Želimeljščice ugotovljena tudi dva med seboj dobro ločena vodonosnika. Loči ju približno tri metre debela plast rdeče rjavega melja in gline s prodniki (melj je podobne sestave kot v mejni plasti obeh vodonosnikov v vršaju Borovniščice in v vrtinah na vršaju Iške).

Zgornji vodonosnik je na območju vodnjaka VŽ-3 (tu so bile opravljene podrobne raziskave in zajeta voda za vodovod Pijave Gorice in Drage) od 7 (nadm. v. 285 m) do 25 m (nadm. v. 267 m) pod površino. Zgornji del zgornjega vodonosnika do 15,50 m sestavlja bolj prepusten prod dolomita in apnenca s sivim peskom (holocen), spodnji del do globine 25 m pa prod karbonatnih kamenin in prodniki peščenjaka s sivim in sivo rjavim meljem. Te plasti so manj prepustne.

Piezometrična gladina podtalnice zgornjega vodonosnika je pri srednjem stanju vode na koti terena (292 m), pri visokem stanju vode pa na nadmorski višini 292,5 m. Zmogljivost vodnjaka VŽ-1, ki je zajel vodo zgornjega vodonosnika, je 12 l/sek. Zgornji vodonosnik vršaja Želimeljščice se obnavlja delno z infiltracijo padavin južno od zaselka Rogovila (tu vodonosnik izdanja), v glavnem pa z vodo kraškega vodonosnika, s katerim pride v stik na vzhodu in zahodu.

Kakovost podtalnice zgornjega vodonosnika so ugotavljali z jemanjem vzorcev iz vodnjaka VŽ-1 in piezometričnih vrtin, ki so zajele vodo zgornjega vodonosnika. Voda je bakteriološko neoporečna, ima pa prevelike količine raztopljenega železa (nad 1 mg/l).

Spodnji vodonosnik je na območju vodnjaka VŽ-3 od 41 (nadm. v. 251 m) do 68 m (nadm. v. 224 m) pod površino. Prepustnejši je prod spodnjega dela, ki je odložen neposredno na kameninsko podlago (dolomit). Piezometrična gladina vode spodnjega vodonosnika je na območju piezometričnih vrtin PŽ-1, PŽ-2 in PŽ-3 na nadmorski višini približno 294 m, na območju vodnjaka VŽ-3 pa na nadmorski višini 291 m (padec gladine med obema lokacijama je 3 ‰). Zmogljivost vodnjaka VŽ-2 je 18 l/sek, vodnjaka VŽ-3 pa 30 l/sek.

Zmogljivost spodnjega vodonosnika bo težko določiti. Vodonosnik sprejema vodo verjetno izključno iz kraškega vodonosnika. Zmogljivost podtalnice spodnjega vodonosnika je odvisna predvsem od prepustnosti kontaktne površine obeh vodonosnikov. Podtalnica spodnjega vodonosnika odteka proti severu, kjer se verjetno južno od Črne vasi združi s podtalnico Iškega vršaja.

Osnovne hidravlične karakteristike spodnjega vodonosnika so ugotovljene s črpanjem vode iz vodnjaka VŽ-3:

$$T = 7{,}4 \times 10^{-3}\,m^2/sek = 640\,m^2/dan$$
$$S = 0{,}00013$$
$$k = 4{,}1 \times 10^{-4}\,m/sek$$

Kemične in bakteriološke analize vode iz spodnjega vodonosnika so pokazale, da je voda dobre kakovosti. Vsebnost železa v vodi je pod 0,2 mg/l. Temperatura vode je 10,5 °C.

Podtalnica v zasipu Gradaščice

Prodni zasip Gradaščice je natančneje raziskan na prodni ravnici ob Gradaščici severno od Šujice. Pod 2–3 m debelo plastjo gline, meljne gline in peska je prod karbonatnih kamenin pomešan s prodniki peščenjaka in skrilavega glinovca. Kameninska podlaga, ki jo sestavljata permokarbonski peščenjak in skrilavi glinovec, je v globini 9 do 11 m. Gladina podtalne vode je približno dva metra pod površino in je odvisna od gladine vode Gradaščice. Podtalnica prodnega vodonosnika se obnavlja

z infiltracijo vode Gradaščice in padavin. Zmogljivost podtalnice je odvisna predvsem od prepustnosti kontaktnega dela med strugo Gradaščice in vodonosnikom. Na območju, kjer smo opravili raziskave, je ugotovljeno, da je kontaktni del dobro prepusten. Iz vodnjaka Š-I, ki je bil izdelan približno 200 m od Gradaščice, so črpali 60 l/sek podtalne vode z znižanjem 2 m. Zmogljivost vodnjaka pa tudi podtalnice je še večja. S pravilno izbiro lokacij bi lahko v prodnem vodonosniku Gradaščice zajeli pomembne količine podtalnice. Osnovne hidravlične karakteristike vodonosnika v prodnem zasipu Gradaščice so izračunane iz rezultatov črpalnega poizkusa na vodnjaku Š-I:

$$T = 1{,}3 \times 10^{-1}\ m^2/sek = 11192\ m^2/dan$$
$$S = 0{,}00048$$
$$k = 4{,}8 \times 10^{-4}\ m/sek$$

Večkrat odvzeti vzorci vode so pokazali, da kemični sestav vode zadovoljuje predpise za varstvo pitnih voda. Bakteriološko je voda občasno neprimerna za pitje. Z zaščito na porečju Gradaščice in z zmanjšanjem intenzivnega gnojenja na območju vodnjaka bi lahko dobili vodo dobre kakovosti.

Podtalnica v prodnem zasipu Save južno od Ljubljane

Vrtine izvrtane v Murglah in Trnovem (Verbovšek – ustno sporočilo), so po prevrtanju jezerskih usedlin zadele na podtalno vodo, ki se je dvignila na okrog 8 m pod površino (nadm. v. okrog 285 m). Hidravlični padec podtalnice med vrtino PB-1 (v Črni vasi) in vrtinami v Murglah je okrog 1 ‰. Podtalnica spodnjega vodonosnika Iške odteka v smeri proti Ljubljani in se južno od Ljubljane (Murgle, Mestni log) verjetno združi s podtalnico v savskem produ. Manj verjetno je, da bi na tem območju še imeli dva med seboj dobro ločena vodonosnika (v iškem produ spodaj in savskem produ zgoraj). Od Murgel proti trgu Osvobodilne fronte se hidravlični padec podtalnice poveča in je okrog 5 ‰. Če za oceno pretoka vode med Gradom in Rožnikom vzamemo gradient 5 ‰ in razmeroma slabo prepustnost savskega proda 1×10^{-3} m/sek (savski prod je južno od Ljubljane slabše prepusten zaradi večjega deleža peščeno glinastih in meljastih primesi) ter presek vodonosnika 40000 m^2 (širina 800, debelina 50 m), potem dobimo:

$$Q = F \cdot k \cdot i = 40000 \times 1 \times 10^{-3} \times 0{,}005 = 0{,}200\ m^3/sek$$

Glede na to, da se gradient v centru Ljubljane (Trg Osvobodilne fronte) poveča na 7,5 ‰, sklepamo, da se skoz ožino med Rožnikom in Gradom preceja še več vode.

Manj podatkov imamo za izračun pretoka podtalnice skozi savski prod med Rožnikom in Podutikom v prodni vodonosnik Ljubljanskega polja. Glede na slabšo prepustnost (vrtina B-2 pri Brdu) in manjšo debelino ter širino vodonosnika, je pretok verjetno znatno manjši od pretoka med Rožnikom in Gradom.

Sklepi in predlogi za nadaljnje raziskave

Hidrogeološke raziskave, ki so bile opravljene v zadnjih petih letih predvsem na območjih vršajev rečic, so dale nove podatke o prodnih zasipih, njihovi razprostranjenosti, debelini, prepustnosti, podtalnici v prodnih vodonosnikih in o debelini barjanskih plasti. Dale so tudi precej novih podatkov o predkvartarni podlagi in

tektoniki. Žal pa je nejasen in še ne dovolj raziskan vpliv črpanja podtalne vode iz prodnih vodonosnikov na posedanje stisljivih krovninskih barjanskih plasti, s tem pa na poslabšanje ekoloških razmer na Barju. Neraziskana je zmogljivost podtalnice posamezni vodonosnikov v prodnih vršajih in njihovo obnavljanje. Kakovost vode je znana le na nekaj ožjih območjih. Niso raziskane vse možnosti onesnaženja podtalnice s površine skozi krovne barjanske glinaste plasti. Potrebne bodo detajlne raziskave prodnega zasipa južno od Ljubljane, kjer bi lahko zajeli pomembne količine vode za oskrbo v izrednih razmerah.

Raziskave, opravljene v okviru raziskovalne naloge Raziskave podtalne vode na Ljubljanskem barju, so potrdile domnevo nekaterih raziskovalcev, da se pod večjim delom Barja nahaja prod, ki so ga v pleistocenu in holocenu nanesle rečice in potoki v globeli in kotanje, nastale ob številnih prelomih. Starejši prelomi (zgornji pliocen) imajo smer severozahod-jugovzhod in so z vrtinami in geofizikalnimi raziskavami razmeroma natančno določeni v kameninski podlagi Barja. To so predvsem Dobrepoljski, Ortneški, Želimeljski, Mišjedolski, Rakitniški in Borovniški prelom. V spodnjem pleistocenu so nastali prelomi v smeri jugozahod-severovzhod, kot so Brezoviško-Viški prelom, ki sega od Ljubljane do Vrhnike; prelom, ki poteka mimo Rudnika, severno od Ljubljanice v smeri proti Verdu; prelom, ki poteka severno od Ljubljanice vzporedno z Ljubljanico do njenih izvirov in prelom, ki poteka od Škofljice proti Bistri, ob katerem je severni del (med vrtinama OP-2 in PB-1) nižji za okoli 40 m. Najmlajši prelomi so še danes aktivni in potekajo v smeri sever-jug. Pomembnejši je Ljubljanski prelom, ki poteka zahodno od Gradu proti Iški Loki oziroma Vodicam.

Pod vzhodnim delom Barja zavzemata Iški in Želimeljski prodni vršaj okoli 50 km^2 ter prod Gradaščice in Save približno 15 km^2. Pod zahodnim delom Barja pa sta Borovniščica in Podlipščica s prodom zasuli okrog 18 km^2. Potoki in hudourniki z obrobja, ki ga sestavljajo predvsem permokarbonski peščenjaki in skrilavi glinovci, so na severnem in skrajnem vzhodnem delu Barja pod jezerskimi sedimenti nasuli s peščeno-prodnimi plastmi okrog 15 km^2 ozemlja. Predkvartarno podlago prodnega zasipa sestavljajo na severnem delu Barja neprepustne permokarbonske plasti peščenjaka in skrilavega glinovca, ki so narinjene na dolomit Krimskega hribovja. (Vrtina V-5 pri Kostanjevici je od globine 24 m do 30 m prevrtala permokarbonske plasti, pod njimi pa zgornjetriadni dolomit). Na južnem in zahodnem delu Barja je v podlagi poleg dolomita še apnenec. Narivni kontakt je ob prelomih, ki potekajo v smeri NW-SE, premaknjen ponekod tudi za več kot 0,5 km.

V prodnem zasipu Borovniščice, Iške in Želimeljščice sta ugotovljena dva med seboj ločena vodonosnika. Loči ju mejna plast, ki jo v vršaju Borovniščice in Želimeljščice sestavlja plast rdeče rjavega melja, debelega od 1,5 m do 3 m, v vršaju Iške pa zaglinjen prod, debel okrog 10 m (vmes je tudi plast rdeče rjavega melja, debelega okrog 1 m). Spodnji vodonosnik sestavlja več prodnih vodonosnih plasti, med katerimi so slabo prepustne plasti, ki vodonosne plasti delno ločijo med seboj.

Zgornji vodonosniki vršajev Borovniščice, Iške in Želimeljščice segajo na območju vodarn do globine približno 30 m. Podtalnica v vodonosnikih Borovniškega in Želimeljskega vršaja se napaja z vodo iz vodonosnikov v karbonatnih kameninah na obrobju in le malo z infiltracijo padavin. Zgornji vodonosnik vršaja Iške se napaja okrog 60 % z vodo ponikle Iške, 40 % pa prispevajo padavine s prodnega vršaja. Zgornji vodonosniki vršajev Iške, Želimeljščice in Borovniščnice segajo pod Barje daleč proti severu. Večji del ponikle vode Iške odteka na zahodnem delu mimo vodarne in med vodnjaki, ki so zajeli vodo zgornjega vodonosnika, proti severu. Del te vode odvajajo barjanski izviri, del pa odteka še naprej proti Ljubljanskemu polju.

Piezometrična gladina vode zgornjega vodonosnika je v profilu vodarne Brest na nadmorski višini 292 do 297 m, na območju vrtine BV-2 na nadmorski višini 292 m in na območju vrtine PB-2 289 m do 291 m.

Piezometrična gladina podtalnice zgornjega vodonosnika je v vodnjakih na vršaju Borovniščice na nadmorski višini 290 do 291 m. Piezometrična gladina podtalnice zgornjega vodonosnika v vodnjaku VŽ-3, na vršaju Želimeljščice, je na nadmorski višini 292–292,5 m.

Po podatkih kemičnih analiz je voda podtalnice zgornjega vodonosnika Iške primerna za pitje, medtem ko je voda zgornjih vodonosnikov vršaja Borovniščice in Želimeljščice neprimerna zaradi prevelike vsebnosti železa. Voda zgornjih vodonosnikov v vršaju Borovniščice in Želimeljščice je bakteriološko neoporečna, medtem, ko je voda podtalnice zgornjega vodonosnika Iške občasno oporečna.

Na vršaju Borovniščice loči spodnji in zgornji vodonosnik predvsem okoli 1,5 do 3 m debela plast rdečega melja, ki navzdol prehaja v rdečo rjavo glino. Podobna plast je ugotovljena v vrtinah na vršaju Želimeljščice in v vrtinah IŠ-3, PB-2 in PB-1 na vršaju Iščice. V vodnjakih vseh treh vodarn je ta plast približno povsod na nadmorski višini okrog 270 m, medtem ko je v vrtinah PB-2 in PB-1 na nadmorski višini okrog 260 m. Glede na to je mogoče sklepati, da gre za eolski sediment verjetno nanesen v zadnji würmnski poledenitvi iz kraškega območja na jugu. Mogoče je tudi sklepati (glede na približno enako nadmorsko višino meljne plasti), da neotektonski premiki (po würmu) niso bistveno vplivali na premike tal južno od preloma, ki poteka mimo Škofljice in Podpeči v smeri proti Bistri.

Spodnji vodonosnik vršaja Borovniščice in Želimeljščice sestavlja dobro prepusten prod le v spodnjem delu (na raziskanem delu je ta plast debela okrog 15 m) in je odložen neposredno na podlago iz dolomita, ki predstavlja vodonosnik z arteško vodo. Na območju vršaja Iške so te prodne plasti spodnjega vodonosnika odložene severno od vodarne Brest (med vrtino OP-2 in Brezoviško-Viškim prelomom). Spodnji vodonosnik je zagotovo ugotovljen v vrtini PB-1 v Črni vasi in v vodnjaku TB-3 ob Curnovcu, verjetno pa sega do Brezoviško-Viškega preloma. Južno od Črne vasi se spodnji vodonosnik vršaja Iške združi s spodnjim vodonosnikom vršaja Želimeljščice. Med vrtinama PB-2 in BV-1 pa se verjetno (to je potrebno še dokazati) združi s spodnjim prodnim vodonosnikom vršaja Borovniščice. Podtalna voda tako združenega spodnjega vodonosnika odteka v smeri proti Ljubljani (gradient 1 ‰). Piezometrična gladina vode spodnjega vodonosnika je v vodarni Brest na nadmorski višini 291 do 292 m, v vrtini PB-1 na nadmorski višini 289,0 do 290,50 m in v Murglah približno na nadmorski višini 283 m. Razlika med minimalno in maksimalno piezometrično gladino vode je približno 1,5 m.

Spodnji vodonosnik se napaja z vodo vodonosnika iz karbonatnih kamenin. Ni ugotovljeno, če se spodnji vodonosnik Iškega vršaja napaja tudi z vodo ponikle Iške. »Združeni« vodonosnik južno od Ljubljane napaja tudi podtalnica prodnega zasipa Gradaščice.

Iz vodnjakov na vršaju Borovniščice, ki so zajeli vodo spodnjega vodonosnika, črpajo 70 l/sek podtalnice. Iz vodnjakov, ki sta zajela vodo spodnjega vodonosnika na Iškem vršaju, črpajo 100 l/sek in iz vodnjaka v spodnjem vodonosniku Želimeljščice zaenkrat le 20 l/sek.

Po podatkih kemičnih in bakterioloških analiz je voda spodnjega vodonosnika povsod primerna za pitje.

Na vršaju Borovniščice črpajo vodo spodnjega vodonosnika že pet let in do sedaj še niso opazili posedanja tal zaradi črpanja (izvajajo geodetske meritve). Prodni

vodonosnik zasipa Gradaščice severno od ceste Dolgi most–Gorjanc je debel med 10 do 12 m. Z vrtino G-8 je ugotovljeno, da sega mlajši prodni zasip Gradaščice do globine 34 m. Prodni zasip Gradaščice in vodonosnik v njem je pomemben predvsem severno od Dobrove in Šujice. Na tem območju napaja podtalnico v prodnem vodonosniku Gradaščica. Struga Gradaščice ni zablatena tako, da lahko precejšnje količine vode pritekajo iz struge v vodonosnik. To je ugotovljeno s črpalnim poizkusom v vodnjaku Š-1 severno od Dobrove, kjer je bilo pri stabiliziranih gladinah črpanih približno 60 l/sek podtalne vode. Koliko podtalnice v zasipu Gradaščice odteka v prodni vodonosnik južno od Ljubljane, ni izračunano, ker nista znana koeficient prepustnosti in gradient med Kozarji in cesto Ljubljana–Vrhnika.

Gladina vode je severno od Šujice približno 2 m, v vrtini G-8 pa 3 m pod površino. Voda iz vodnjaka Š-1 je kemično primerna, bakteriološko pa je občasno oporečna.

Najmanj so znane hidrogeološke razmere v vodonosniku južno od Ljubljane, kjer se prepletajo prodi Iške, Gradaščice in Save. Debelina zasipa je čez 150 m. Verjetno je tu več vodonosnih plasti, ki so med seboj delno ločene s slabše prepustnimi plastmi gline in melja. Piezometrična gladina podtalnice je v vrtini TB-3 približno na nadmorski višini 287 m in v Murglah na nadmorski višini 283 m. Podtalnica s tega območja odteka v prodni vodonosnik Ljubljanskega polja skoz ožini med Gradom in Rožnikom ter Rožnikom in Podutikom.

Nimamo še dovolj podatkov za natančnejši izračun pretokov podtalnice skoz obe ožini v prodni zasip Ljubljanskega polja. Ocenjujemo, da je ta pretok čez 200 l/sek.

Podtalnica v prodnem zasipu potokov in hudournikov z obrobja je za oskrbo z vodo nepomembna. Podtalnica ni zvezna, prepustnost prodnega zasipa je zelo majhna. Prodni zasipi potokov in hudournikov z obrobja pa so pomembni predvsem za gradnjo oziroma temeljenje na Barju.

Območja na Barju, pod katerimi ni vodonosnikov z arteško vodo ali pa so ti v veliki globini, so verjetno bolj izpostavljena izsuševanju zgornjih plasti in s tem večjim posedanjem. Večja posedanja so tudi tam, kjer imamo še ohranjene plasti šote, to je predvsem v bližni melioracijskih jarkov, kjer zaradi izsuševanja preperi in se posede.

Črpanje vode iz vodnjakov vodarne Brest, ki so zajeli vodo zgornjega vodonosnika, bi verjetno imelo prej bolj neugodne ekološke posledice na Barje kot črpanje vode iz spodnjega vodonosnika. Zgornji vodonosnik leži neposredno pod barjanskimi krovnimi plastmi od barjanskih izvirov proti severu vsaj do Ljubljanice in še daleč proti vzhodu in zahodu. Ni nam znano, da bi dosedanje črpanje vodarne Brest imelo škodljive posledice na ekološke razmere na Barju.

Nadaljnje raziskave bodo morale ugotoviti kolikšna količina črpanja vode iz vodonosnikov pod Barjem ne bo ekološko škodljiva oziroma kako izkoristiti naravni filter pod Barjem, kjer lahko prečistimo velike količine podzemne vode, ki priteka iz kraških vodonosnikov v prodni zasip pod Barjem.

The gravel fill beneath the lacustrine sediments of the Ljubljansko barje

Conclusions and recommendations for future work

The Ljubljansko barje (the Ljubljana Swamp) is a former swampy region which has been largely drained in the last couple of centuries. Hydrological investigations performed in the last five years, especially in areas of alluvial fans of small rivers which flow into it, furnished new data on the gravel deposits, their extension, thickness, groundwater permeability in gravel aquifers, and on thickness of the swamp deposits. Numerous are also new data on the Pre-Quaternary basement and on the tectonics. Unclear and not sufficiently known remains, however, the influence of withdrawals of groundwater from gravel aquifers on sinking of compressible overlying swamp beds, and, in consequence, on the deterioration of ecological situation on the Barje. The amount of ground water of individual aquifers in gravel fans and its restoring capacity are not sufficiently known. Water quality is known only in a few sites. Major possibilities of pollution of ground water from the surface, through the overlying loam beds, were not investigated. Needed will be detailed investigations of gravel deposits south of Ljubljana where important amounts of water for supply in extraordinary conditions could be obtained.

Results of investigations which were carried out in the frame of the research project Investigations of Ground Water on the Ljubljansko Barje furnished support to the hypothesis of several earlier authors that the major part of the swamp is underlain by gravel which was deposited during Pleistocene and Holocene by numerous small rivers and creeks into hollows and depressions which were formed along numerous faults. Older (Upper Pliocene) faults trend northwest-southeast, and they were quite accurately established in the rock basement by boreholes and geophysics. These are above all the Dobrepolje, Ortnek, Želimlje, Mišjedol, Rakitna and Borovnica faults. During the Lower Pleistocene originated faults of southwest-northeast directions, as the Brezovica-Vič fault from Ljubljana to Vrhnika; the fault which passes next to Rudnik and north of the Ljubljanica River towards Verd; fault which passes north of the Ljubljanica River and parallel to it towards its sources, and the fault which passes from Škofljica towards Bistra, and along which the north flank (between the boreholes OP-2 and PB-1) is depressed for about 40 meters. The youngest faults trending north-south are still active. One of the most important ones is the Ljubljana fault which trends from Iška Loka to west of the Ljubljana Castle and farther towards Vodice.

Below the eastern part of Barje the Iška and Želimlje gravel fans cover about 50 km², and the gravel of Gradaščica and Sava about 15 km². Below the western part of Barje the Borovniščica and Podlipščica creeks filled with gravel about 18 km². Creeks and periodic streams from the borderland which consists predominantly of Permo-Carboniferous sandstones and shaly mudstones, filled with fans of sand and gravel deposits below the lacustrine deposits around 15 km² of territory in the north and extreme east part of Barje. The Pre-Quaternary basement of the gravel fill consists in the northern part of Barje of impermeable Permo-Carboniferous beds of sandstone and shaly mudstone which were overthrust on the dolomite of the Krim highlands. The borehole V-5 near Kostanjevica was drilled from 24 to 30 m through Permo-Carboniferous beds, and below that thorough Upper Triassic dolomite. In the south and west parts of Barje there occurs in the basement next to dolomite also limestone. The thrust contact was displaced in places for more than 0,5 km along faults which trend NW-SE.

In the gravel deposits of the Borovniščica, Iška and Želimeljščica rivers two well separated aquifers were established. They are delimited by a border bed which consists in the Borovniščica and Želimeljščica fan of red brown silt from 1.5 to 3 m thick, and in the Iška fan of loamy gravel which is about 10 m thick (containing also of about 1 meter thick layer of red brown silt). The lower aquifer consists of several gravel water bearing beds which are separated by poorly permeable beds.

The upper aquifers of Borovniščica, Iška and Želimeljščica fans reach in the areas of supply wells to approximately 30 m depth. The ground water in aquifers of the Borovniščica and Želimeljščica fans is recharged with water from aquifers in carbonate rocks on the borders of Barje, and only insignificantly in a direct way by infiltration of precipitation. The upper aquifer of the Iška fan is recharged to about 60 % with water of the underground Iška flow, while the remaining 40 % are supplied by precipitation on the gravel fan. The upper aquifers of Iška, Želimeljščica and Borovniščica fans reach below Barje far northwards. The major part of the sinking waters of Iška flows in the western part by the water supply station and between the wells which captured water of the upper aquifer farther northwards. A part of this water is discharged in the Barje springs, and a part flows farther towards the Ljubljansko polje (Field).

The piezometric level of water of the upper aquifer is in the traverse of the Brest water station at 292 to 297 m above the sea level, in the area of the borehole BV-2 at 292 m, and in the area of the borehole PB-2 at 289 to 291 m above the sea level.

The piezometric level of the ground water of the upper aquifer is in wells of the Borovniščica fan et 290 to 291 m above the sea level. The piezometric level of the ground water of the upper aquifer in well VŽ-3 in the Želimeljščica fan occurs at 292 to 292.5 m above the sea level.

According to chemical analyses the water from the ground water of the upper aquifer of Iška is appropriate for drinking, whereas water from the upper aquifers from the Borovniščica and Želimeljščica is not appropriate owing to excessive amounts of iron. Water from the upper aquifers in Borovniščica and Želimeljščica fans is bacteriologically irreproachable, while water from the upper aquifer of Iška is periodically not.

In the Borovniščica fan the lower and the upper aquifers are separated by a 1.5 m thick layer of red silt which passes downwards into red brown loam. A similar layer was found in the Želimeljščica fan and in boreholes IŠ-3, PB-2 and PB-1 in the Iščica fan. In wells of all three water supply stations this layer occurs approximately at 270 m above the sea level, whereas in the boreholes PB-2 and PB-1 it is situated at about 260 m above the sea level. On the ground of these data it seems probable that layer is of eolic origin, most probably deposited during the last Würm glaciation from the karstic source area in the south. It can be also concluded (on the basis of about equal altitude of the silty layer) that the Post-Würm neotectonical movements did not essentially influence the territory south of the fault which passes from near Škofljica and Podpeč to Bistra.

The lower aquifer of the Borovniščica and Želimeljščica fans consists of highly permeable gravel only in its lower part. In the investigated terrain this bed is about 15 m thick. The gravel was deposited directly on dolomitic basement which represents an aquifer with artesian water. In the area of the Iška fan these gravel beds of the lower aquifer were deposited north of the Brest water supply station (between the borehole OP-2 and the Brezovica-Vič fault). The lower aquifer was established with certainty in borehole PB-1 in Črna vas, and in the well TB-3 at Curnovec, it probably

extends up to Brezovica-Vič fault. South of the Črna vas the lower aquifer of the Iška fan unites with the lower aquifer of the Želimeljščica fan. Between boreholes PB-2 and PB-1 it possibly joins (which remains to be proved) with the lower gravel aquifer of the Borovniščica fan. The ground water of so unified aquifer then flows farther in the direction of Ljubljana (gradient of about 1 %). The piezometric table of the lower aquifer in the water supply station of Brest is at 291 to 292 m above the sea level, in borehole PB-1 at 289 to 290.5 m, and in Murgle at about 283 m above the sea level. The difference between the minimum and maximum piezometric tables of water is about 1.5 m.

The lower aquifer is recharged with water from the aquifer in carbonate rocks. It was not found whether the lower aquifer of the Iška fan was being recharged also with waters of the sinking river Iška. The "united" aquifer south of Ljubljana is recharged also by ground water in the gravel deposits of the Gradaščica river.

From the wells in the Borovniščica fan which are supplied by water from the lower aquifer, about 70 l/s of water is being withdrawn. From the wells which reach to the lower aquifer in the Iška fan about 100 l/s and from the well in the lower aquifer of the Želimeljščica fan at present only 20 l/s are being withdrawn.

According to results of chemical and bacteriological analyses the waters of the lower aquifer are entirely adequate for drinking.

On the Borovniščica fan the water from the lower aquifer has being withdrawn for six years already, but no subsidence of the soil due to pumping has been observed by geodetic measurements. The gravel fill of the Gradaščica north of the road Dolgi most bridge-Gorjanc tavern is 10 to 12 m thick. The well TB-3 established the depth of the younger gravel fill of the Gradaščica at 40 m. The gravel deposit of Gradaščica and the aquifer in it are important especially north of villages of Dobrova and Šujica. In this area, the ground water in the gravel aquifer is recharged by the Gradaščica River. The riverbed of the Gradaščica is not muddy, so that considerable amounts of water can flow from the riverbed into the aquifer. This was proved with a pumping experiment in the well Š-1 north of Dobrova, where at steady water levels about 60 l/s of ground water was pumped. The amount of ground water flow from the Gradaščica gravel fill into the gravel aquifer south of Ljubljana was not estimated, because the permeability coefficient and gradient between the Kozarje village and the Ljubljana-Vrhnika highway were not known.

The water table north of the Šujica village is about 2 m, and in the borehole G-8 around 3 m below the surface. Water from the well Š-1 is chemically appropriate, but it is periodically bacteriologically unappropriate.

The hydrogeological situation in the aquifer south of Ljubljana where the gravels of Iška. Gradaščica and Sava intermingle, is the least known. The thickness of the gravel fill exceeds 150 meters. In it probably occur several aquifer beds which are separated by layers of loam, silty loam and silt of lower permeability. The piezometric table of ground water in borehole TB-3 is approximately at 287 m above the sea level, and in Murgle at 283 m. The ground water from this area flows to the gravel aquifer of the Ljubljansko polje Field through the narrows between the Ljubljana Castle Hill and the Rožnik Hill, and between Rožnik and the Podutik village.

There are no sufficient data for a reliable estimation of the discharge of ground water through both narrows to the gravel fill of the Ljubljansko polje. A rough estimate would be more than 200 l/s.

Ground water in the gravel fill of creeks and periodical streams of the Ljubljansko barje borderland is unimportant for the water supply. The ground water is not

continuous, and the permeability of the gravel fill is very low. The gravel deposits of creeks and periodic streams from the borderland, however, are important especially for construction resp. foundation in the Barje region.

The areas of the Moor which are not underlain by aquifers with artesian water, or where these occur in greater depths, are possibly more subjected to drying of upper beds, and by this to subsidence. Considerable subsidence occurs also in the areas of preserved peat layers, especially in the vicinity of a melioration ditches where dried peat weathers.

Withdrawals of water from wells of the water supply station Brest which captured water of the upper aquifer have possibly more unfavorable ecological consequences for the Moor than pumping the water from the lower aquifer. The upper aquifer lies directly below the upper swamp beds in the area of the Barje springs northwards at least to the Ljubljanica river, and still farther towards the east and the west. It has not been known that the withdrawing of water in the water station Brest had any harmful consequences for the ecological situation of the Barje.

Further investigations should establish an estimate of the admissible amount of withdrawals from the aquifers below Barje which would cause no ecological harm, and to suggest ways of using the natural gravel filter below Ljubljansko barje in which large amounts of ground water could be cleaned that arrives from karstic aquifers.

Literatura

Breznik, M. 1975 a, Hidrogeološke raziskave za vodarno Brest v podtalnici Iškega vršaja. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Breznik, M. 1975 b, Podtalnica Iškega vršaja. Geologija 18, 289-309, Ljubljana.

Breznik, M. 1984, Zmogljivost črpališča Brest v sušni dobi, II. del. Tipkano poročilo.

Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija *8*, 34-54, Ljubljana.

Buser, S. 1969, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Ribnica, 60 p., Zvezni geol. zavod, Beograd.

Drobne, F. & Tovornik, S. 1961, Obvestilo o raziskavah geoloških pogojev za gradnje na območju Ljubljane. Geologija 7, 269-275, Ljubljana.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Kranj. Zvezni geol. zavod, Beograd.

Grimšičar, A. & Ocepek, V. 1967, Vrtini BV-1 in BV-2 na Ljubljanskem barju. Geologija *10*, 279-303, Ljubljana.

Mencej, Z. 1988, Aluvialni vršaj Želimeljščice. Geologija *24/1*, 169-171, Ljubljana.

Mencej, Z. & Žlebnik, L. 1983, Raziskave podtalne vode na Ljubljanskem barju I. faza, Letno poročilo. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Mencej, Z. & Žlebnik, L. 1985, Raziskave podtalne vode na Ljubljanskem barju III. faza, Letno poročilo. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Pavlovec, R. 1959, Poročilo o rezultatih vrtin med Notranjimi goricami in Podpečjo na Ljubljanskem barju. Tipkano poročilo. Arhiv SAZU, Ljubljana.

Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Postojna, 66 p., Zvezni geol. zavod, Beograd.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Ljubljana, 75 p. Zvezni geol. zavod, Beograd.

Rakovec, I. 1955, Zgodovina Ljubljane 1. Geologija in arheologija, 11-207, Ljubljana.

Ravnik, D. 1965, Geoelektrične raziskave na Ljubljanskem barju. Geologija *8*, 80-89, Ljubljana.

Ravnik, D. 1979, Električno sondiranje vzdolž trase avtoceste prek Ljubljanskega barja. Geologija *18*, 325-337, Ljubljana.

Tancik, R. 1965, Pedološke značilnosti Ljubljanskega barja, Geologija *8*, 58-78, Ljubljana.

Tomšič, B. 1986, Geološke raziskave na Ljubljanskem barju. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Vidic, F., Andrič, Z. & Mervič, I. 1979, Geotehnično poročilo o pogojih izvedbe južne obvoznice od Viča do Debelega hriba za glavni projekt 52. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Živanović, M. & Ravnik, D. 1988, Študija geološke strukture na Ljubljanskem polju in Barju s posebnim ozirom na geotermalno energijo, II. faza. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1969, Poročilo o hidrogeoloških razmerah v zahodnem in osrednjem delu Ljubljanskega barja. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1983, Poročilo o rezultatih raziskav v opuščeni opekarni na Brodu. Tipkano poročilo. Arhiv Geol. zavod, Ljubljana.

GEOLOGIJA *31, 32,* 555–576 (1988/89), Ljubljana

UDK 556.334.34.36.551.44(495) = 20

Development of the brackish karstic spring Almyros in Greece

Sanacija zaslanjenega kraškega izvira Almyros v Grčiji

Marko Breznik
University of Ljubljana, Hajdrihova 28, 61000 Ljubljana

Abstract

In karstic massifs of anisotropic permeability groundwater circulates practically, only through zones of high permeability called veins. Coastal springs are contaminated by sea-water either at the mouth of a submarine spring or inside the karstic massif in a branching of veins. The methods to desalinate brackish karstic spring are:

- isolation of the karstic aquifer from sea-water intrusion by a dam at the spring or by a grout-curtain that seals the lower vein with sea-water;
- interception of fresh-water by boreholes, wells or drainage galleries within the karstic massif, inland of the sea-water influence;
- rise of the spring level by a dam. In that case, fresh-water accumulates in the karstic massif and prevents the intrusion of sea-water.

There are already numerous cases of successful development of brackish springs. A more detailed analysis discusses the development possibilities of the important brackish spring Almyros with a mean discharge of 7 m^3/s on Crete island in Greece.

Kratka vsebina

Podzemna voda se pretaka v kraških masivih neenakomerne prepustnosti v pomembnih količinah samo skozi močno prepustne cone, imenovane žile. Obmorski izviri se zaslanijo ali v ustju podmorskega izvira ali v razcepu žil znotraj kraškega masiva. Zaslanjene izvire lahko saniramo na naslednje načine:

- z izolacijo kraškega masiva od morske vode s pregrado pri izviru ali z injekcijsko zaveso, ki zatesni spodnjo žilo z morsko vodo;
- z zajetjem sladke vode z vrtinami, vodnjaki ali drenažnimi rovi v notranjosti kraškega masiva izven vpliva morske vode;
- z dvigom gladine izvira s pregrado. V tem primeru se sladka voda akumulira v kraškem masivu in prepreči vdor morske vode.

Imamo že mnogo primerov uspešne sanacije zaslanjenih kraških izvirov. Bolj podrobno razpravljamo o možnosti sanacije pomembnega zaslanjenega izvira Almyros s srednjim pretokom 7 m^3/s na otoku Kreti v Grčiji.

Narodna in univerzitetna knjižnica LJUBLJANA

Contamination in the branching of veins

Karst aquifers of anisotropic permeability are characterized by zones both of very low and of high permeability. Groundwater circulates practically only through zones of high permeability, called veins. The term "vein" does not determine its shape which can be a solution canal, a cave, a fractured or cavernous zone, etc. The vein in which fresh-water circulates is a primary vein. The place where the primary vein branches (Fig. 1) into the lower vein connected with the sea and into the upper vein leading to the spring is called a branching of veins (or vein-branching). Lower veins were formed by fresh-water when their carbonatic rocks massif was above sea level during previous geological periods. Later the elevation of the sea level increased in relation to the massif with veins either due to the tectonic subsidence of the massif

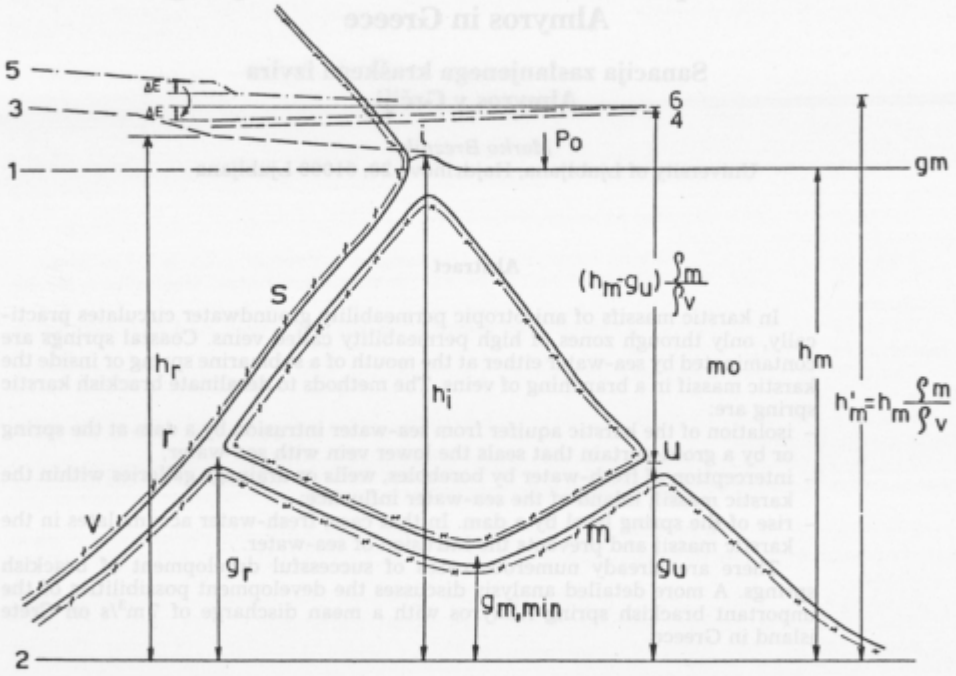


Fig. 1. Scheme of karstic veins of a brackish spring (after Breznik 1973)

mo – Sea; *gm* – Sea level; *i* – Brackish spring; *v* – Primary vein with fresh-water; *m* – Lower vein with sea-water; *s* – Upper vein with brackish water; *r* – Vein-branching; *u* – Mouth of lower vein; *m, min* – Lowest point of lower vein; *h* and *g* – Height above reference level; *1* – Mean sea level; *2* – Reference level; *3* – Piezometric head line of the primary and upper veins; *4* – Piezometric head line of the lower vein; *5* – Energy head line of the primary and upper veins; *6* – Energy head line of the lower vein; *3* to *6* – All the heads expressed through the head of fresh water

Sl. 1. Položaj kraških »žil« zaslanjenega izvira (po Breznik 1973)

mo – morje; *gm* – gladina morja; *i* – zaslanjen izvir; *v* – dovodna žila s sladko vodo; *m* – spodnja žila z morsko vodo; *s* – zgornja žila s somornico; *r* – razcep žil; *u* – ustje spodnje žile; *m, min* – najgloblji del spodnje žile; *h* in *g* – višina nad primerjalno ravnino; *1* – srednja morska gladina; *2* – primerjalna ravnina; *3* – piezometrična višina dovodne in zgornje žile; *4* – piezometrična višina spodnje žile; *5* – energetska višina dovodne in zgornje žile; *6* – energetska višina spodnje žile; *3* do *6* – višine so podane s stebrom sladke vode

(Tertiary to Holocene periods), or due to the rise (Holocene) of the sea level (Herak, 1975, 1977).

The mechanism of contamination inside the karstic massif was explained by Gjurašin (1943), Kuščer (1950) and Breznik (1973). This type of contamination of coastal springs is the most frequent one along the limestone coasts of Yugoslavia and Greece, and there are some such springs along the coasts of France, Italy, Turkey, Syria, Lebanon and other countries.

Supposed disposition of karstic aquifers

The Almyros spring on the Crete island in Greece is a typical brackish spring contamined in the branching of veins inside a karstic massif of anisotropic permeability (Burdon & Papakis, 1964; Kuščer I. & Kuščer D., 1962; Plataki, 1968).

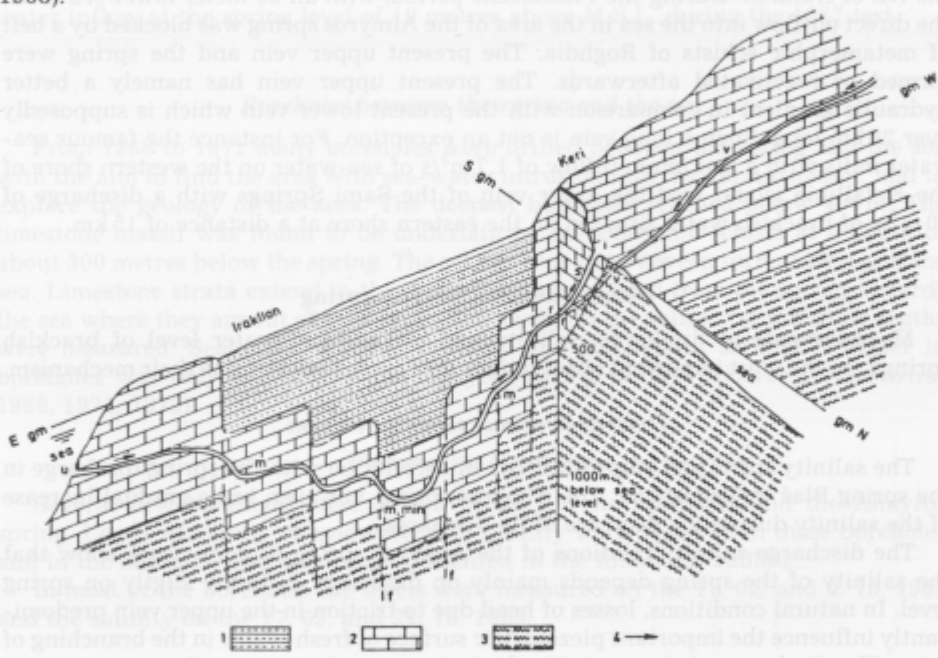


Fig. 2. Schematic block diagram of veins in the karstic massif of the Almyros spring (after Breznik 1978)

1 – Neogene deposits (sand, clay, organic limestone); *2* – Tripolitza series deposits (limestone mostly); *3* – Metamorphic schists (quartzite, phyllite, chlorite, marble); *4* – Direction of flow in veins during dry period; *i* – Almyros spring; *v* – Primary vein; *r* – Branching of veins; *s* – Upper vein; *m* – Lower vein; *m, min* – Lowest point of lower vein; *u* – Mouth of lower vein; *gm* – Sea level; *f* – Fault

Sl. 2. Shematičen blok diagram žil v kraškem masivu izvira Almyros (po Breznik 1978)

1 – neogenski sedimenti (pesek, glina, organski apnenec); *2* – sedimenti serije Tripolitza (pretežno apnenec); *3* – metamorfni skrilavci (kvarcitni filit, klorit, marmor); *4* – smer pretoka v žilah v sušnem obdobju; *i* – izvir Almyros; *v* – dovodna žila; *r* – razcep žil; *s* – zgornja žila; *m* – spodnja žila; *m, min* – najnižji del spodnje žile; *u* – ustje spodnje žile; *gm* gladina morja; *f* – prelom

The probable disposition of the lower karstic aquifer is explained in Fig. 2. The lower main karstic aquifer which drains the Psiloritis massif is a deep, confined aquifer contaminated by sea-water in several 500 to 1000 meter deep vein-branchings (mixing points). There are some vein-branchings of different depths at a supposed distance of 2 to 5 km from the spring.

The upper secondary karstic aquifer which drains the NE part of the Psiloritis massif (Keri plateau) is a semi-unconfined aquifer. The main outflow of both aquifers is the Almyros spring. The circulation between veins of the two aquifers is probably weak, except in the spring area.

The very deep position of the primary and lower veins is explained by a gradual subsidence of the eastern part of the Psiloritis massif (Papadopoulos & Scanvic, 1968) and by the existence of a Mesozoic limestone stratum below the Neogene deposits of the Iraklion graben (Fig. 2). In former geologic periods the lower vein of the lower aquifer was the primary vein and the main outflow into the sea probably to the NE of Iraklion. During the Pleistocene period, with an 80 meter lower sea level, the direct outflow into the sea in the area of the Almyros spring was blocked by a belt of metamorphic schists of Roghdia. The present upper vein and the spring were formed or reactivated afterwards. The present upper vein has namely a better hydraulic gradient in comparison with the present lower vein which is supposedly over 20 km long. Such a long vein is not an exception. For instance the famous sea-water mills with a maximum inflow of 1.7 m^3/s of sea-water on the western shore of the Kefallinia island feed the lower vein of the Sami Springs with a discharge of 10 m^3/s of brackish water situated on the eastern shore at a distance of 15 km.

Observations of Almyros spring

Measurements of discharge, salinity and elevation of water level of brackish springs are the most important observations necessary to determine their mechanism.

Discharge versus salinity relation

The salinity starts and stops suddenly in correlation with the spring discharge in the spring Blaž in Yugoslavia. The Almyros spring, however, has a gradual increase of the salinity during the decrease of its discharge.

The discharge-salinity relations of the Almyros spring (Fig. 3) cleary show that the salinity of the spring depends mainly on discharge and only sligtly on spring level. In natural conditions, losses of head due to friction in the upper vein predominantly influence the important piezometric surface of fresh-water in the branching of veins. The discharge of about 12–13 m^3/s is the critical discharge that regulates the inflow of sea-water at a spring level of 3 metres above M.S.L.

Summer test 1977 with rise of spring level

A dam was constructed downstream of the Almyros pool and the level of the spring artificialy raised with the aim to reduce its salinity. There was not any rain during the test. The observation data are presented in Table 1.

The influence of the rise in spring level was either small – 5 percent decrease in discharge and salinity – or nil as the measurement accuracy was about 10 percent. Percolation of water below the dam and springs on the downstream slope of the dam were observed.

Consequenty we recommended (Breznik, 1977, 1978) a reconstruction of the dam spillway and a similar test to be performed in winter when the discharge is greater.

Winter test 1987 with rise of spring level

The stability of the dam was increased with relief wells and the spillway reconstructed. The level of the spring was raised to 10 metres above M.S.L. Discharge and salinity were observed. The former and new results are presented in Fig. 3. The salinity is reduced below 50 mg Cl/l one or two days after the discharge rose over about 12–13 m^3/s. The brackish water, namely has to be washed out of the underground storage after the inflow of sea-water has been blocked. Intrusion of sea-water, perceptible by a rise in salinity over 100 mg Cl/l started when the discharge was reduced either below 12.5 m^3/s (29 March 1987) or below 9.2 m^3/s (14 May 1987). A discharge of about 10–11 m^3/s was a critical discharge which regulated the sea water inflow at the spring level of 10 metres above M.S.L. during the 1987 test.

Boreholes between the spring and the sea

From 1968 to 1971 many boreholes were drilled between the spring and the sea with the aim to find the area with sea-water intrusion into the karstic massif, and to explore the geology of the area. The deepest boreholes reached below 400 m. The limestone massif was found to be underlain by metamorphic schists at a depth of about 300 metres below the spring. The schists crop out between torrent Keri and the sea. Limestone strata extend in the depth for about 0.5 km from the spring towards the sea where they are cut of by a fault. The level and the salinity at different depths were measured. Sea-water was not detected and the highest salinity of water in boreholes was only one half of the Almyros spring salinity (United Nations, 1968, 1971, 1972).

Piezometric boreholes

Several new boreholes were drilled in the karstic massif behind the Almyros spring. Levels of karstic groundwater and salinity were observed in these boreholes and in the old ones. The results are presented in the following Table 2.

In most of the boreholes the levels were measured on the 11. 02. and 6. 10. 1983 and the salinity on the 17. 02. and 21. 10. 1983.

Mehanism of groundwater flow

Mechanism of contamination

An about 40 meter high column of sea-water exerts due to its higher density the same hydrostatic pressure as an about 41 meter high column of fresh water. That is known as the Ghyben-Herzberg law.

In coastal aquifers in sand and gravel of isotropic permeability the surface of equal fresh and sea water pressures is called interface or zone of mixing. This zone is about 2 m thick and can be detected in every borehole in the coastal area (Cooper, 1959).

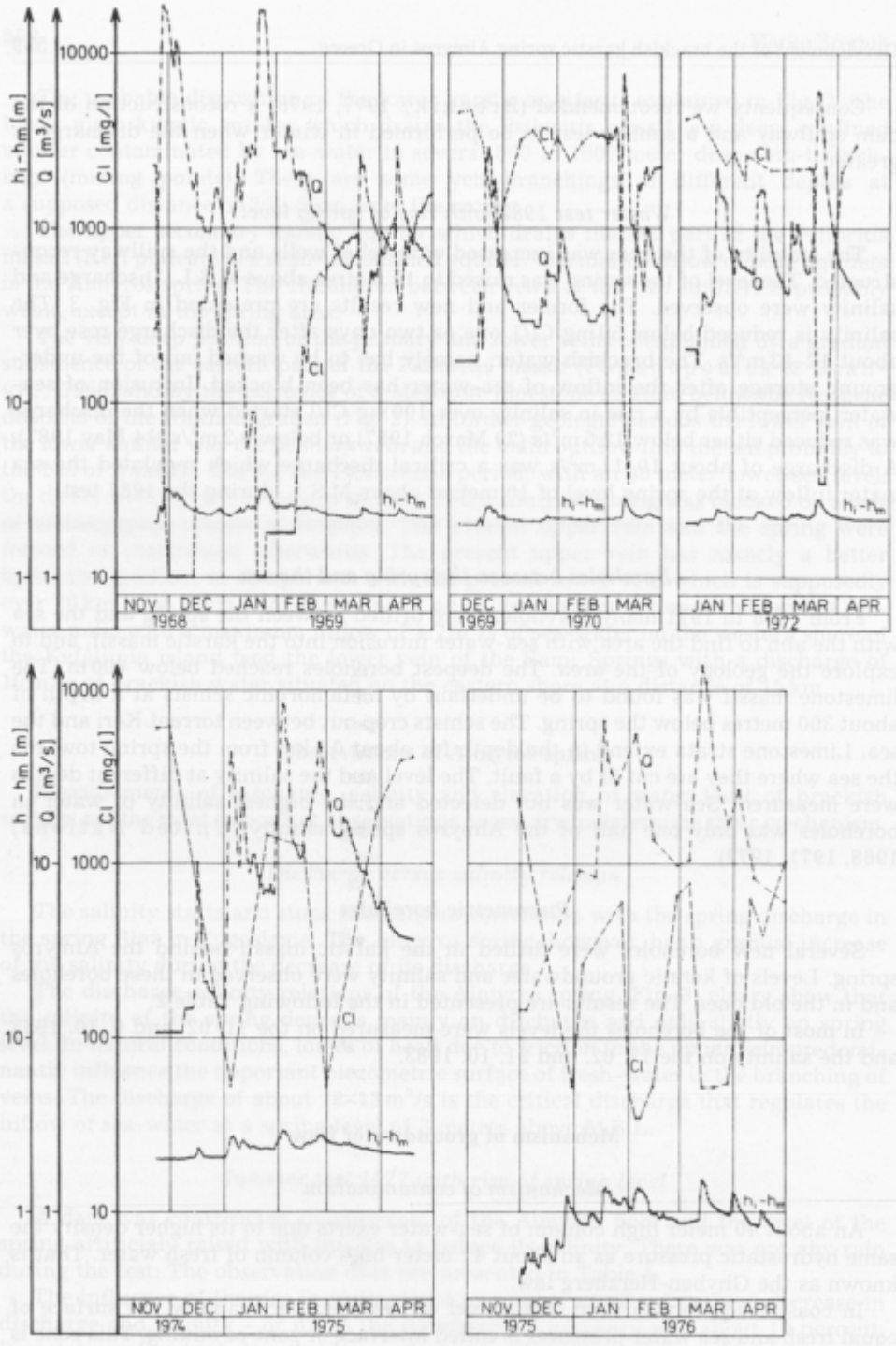
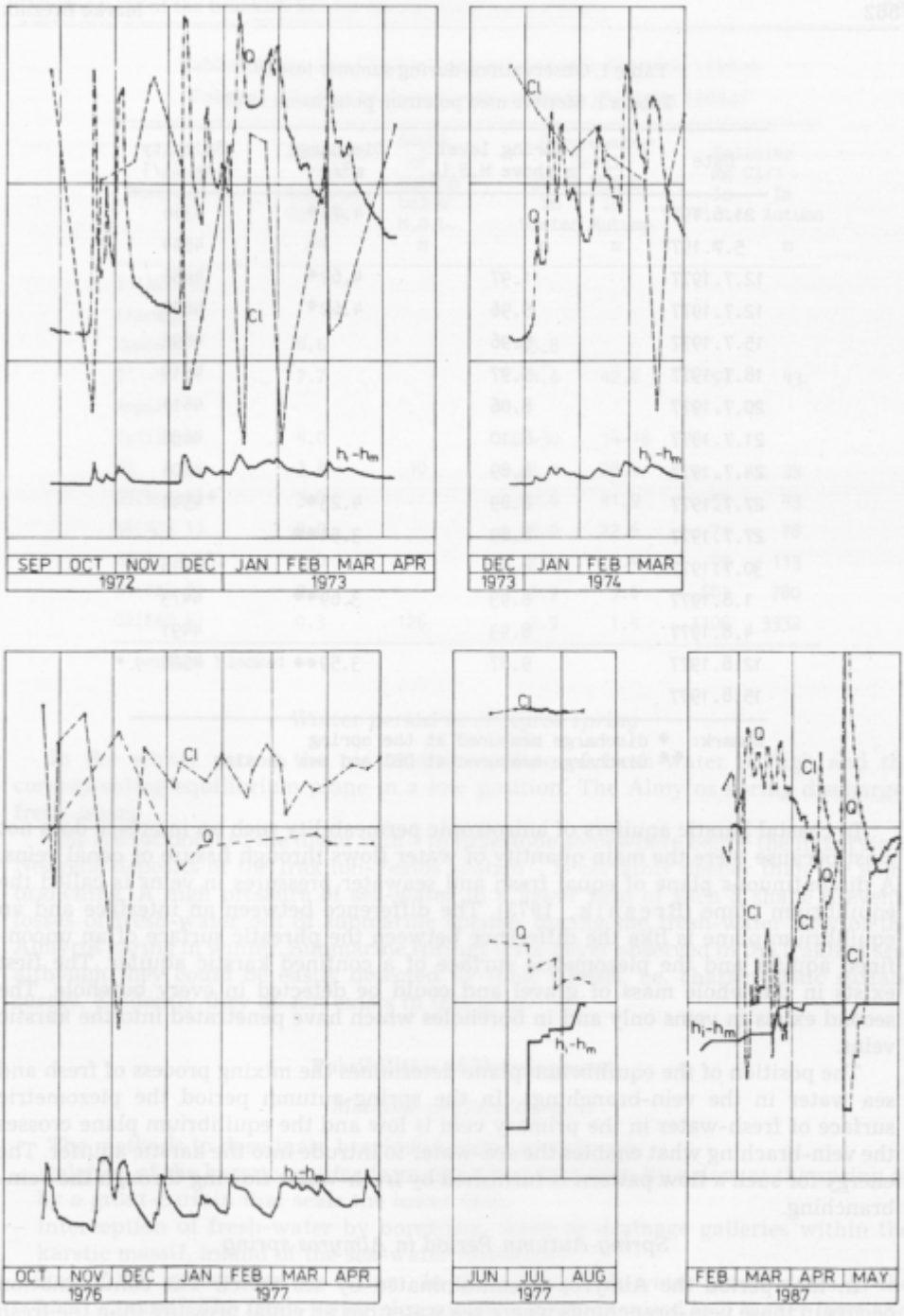


Fig. 3. Salinity in dependence of discharge and pool level elevation in the Almyros spring
Cl – salinity; *Q* – discharge; $(h_i\text{-}h_m)$ – elevation of spring pool surface



Sl. 3. Slanost v odvisnosti od pretoka in višine gladine jezerca izvira Almyros
Cl – slanost; *Q* – pretok; $(h_i\text{-}h_m)$ – višina gladine jezerca izvira

Table 1. Observations during summer test 1977
Tabela 1. Meritve med poletnim poizkusom 1977

Date	Spring level m above M.S.L.	Discharge m^3/s	Salinity mg Cl/l
21.6.1977		4.72*	4366
5.7.1977			4544
12.7.1977	1.97	4.62*	4686
12.7.1977	5.96	4.62*	4688
15.7.1977	5.96		4692
18.7.1977	5.97		4615
20.7.1977	8.06		4611
21.7.1977	8.10		4635
24.7.1977	8.89		4601
27.7.1977	8.89	4.23*	4541
27.7.1977	8.89	3.54**	
30.7.1977	8.89		4516
1.8.1977	8.93	3.69**	4473
4.8.1977	8.93		4491
12.8.1977	9.87	3.59**	4526
15.8.1977			

Remark: * discharge measured at the spring
** discharge measured at DEI and sea canals

In coastal karstic aquifers of anisotropic permeability such an interface does not exist because there the main quantity of water flows through fissure or canal veins. A discontinuous plane of equal fresh and seawater pressures in veins is called the equilibrium plane (Breznik, 1973). The difference between an interface and an equilibrium plane is like the difference between the phreatic surface of an unconfined aquifer and the piezometric surface of a confined karstic aquifer. The first exists in the whole mass of gravel and could be detected in every borehole. The second exists in veins only and in boreholes which have penetrated into the karstic veins.

The position of the equilibrium plane determines the mixing process of fresh and sea water in the vein-branchings. In the spring-autumn period the piezometric surface of fresh-water in the primary vein is low and the equilibrium plane crosses the vein-braching what enables the sea-water to intrude into the karstic aquifer. The energy for such a flow pattern is furnished by fresh-water flowing through the vein-branching.

Spring-Autumn Period in Almyros spring

In that period the Almyros is contaminated by sea water. The contamination occurs in those vein-branchings where sea water has an equal pressure than the fresh water. The head and energy lines explain the relevant flow conditions. Some vein-branchings at different depths produce the gradual salination of the spring.

Table 2. Water level and salinity in boreholes (Breznik, 1984a)
Tabela 2. Gladina in slanost vode v vrtinah (Breznik, 1984a)

Borehole	Distance from Almyros Spring km	Depth of bottom below M.S.L. m	Groundwater Level above M.S.L. In Winter m	In Autumn m	Salinity mg Cl/l In Winter m	In Autumn m
I1(ALD 3) (Faragi Gonies)	8.6		45.8			
T1 -"- Argiri	7.7		44.6	42.6	57	43
Tylissos	4.0		22-30	14-16		
T2	3.4	10	31.1	28.4		35
G5(ALD 1)•	3.0		42.6	41.9	57	43
G6(AGR 1)	3.0		28.0	22.6	71	78
G3(GI 3/68)	1.0	15	7.3	3.4	99	113
G4(FAO 9)	0.5		8.9	5.6	681	780
G2(FAO 6)	0.3	126	2.9	1.4	1106	3332

• perhaps blocked

Winter period in Almyros spring

In the winter period the piezometric surface of fresh-water is high and the corresponding equilibrium plane in a low position. The Almyros spring discharges fresh-water.

The lowest point of the lower vein – in limestone somewhere below the impervious Neogene deposits of the Iraklion-Festos graben – is certainly deeper than the vein-branching. A high pressure of sea-water in a lower vein of such a shape prevents losses of fresh-water out of submarine springs during the fresh-water flow of the Almyros spring in winter. Submarine springs were never observed in the Iraklion sea, although they could be easily detected by their wheels, i.e. characteristic surface surges. Evidently they do not exists in this area.

Possibilities of Development

Methods of Development

The methods to desalinate brackish karstic springs are:

- isolation of the karstic aquifer from sea-water intrusion by a dam at the spring or by a grout-curtain that seals the lower vein;
- interception of fresh-water by boreholes, wells or drainage galleries within the karstic massif, inland of the sea-water influence;
- rise of the spring level by a dam. In that case, fresh-water accumulates in the karstic massif. The fresh-water piezometric surface is raised to a higher level and the equilibrium plane is pushed down so that sea-water intrusion is blocked also during dry periods.

There are already numerous cases of successful development of brackish springs (Biondić & Vulić, 1974; Fritz & Pavlin, 1978). The important Bačvice springs in Yugoslavia were developed by grout-curtains that have blocked their lower veins and isolated the aquifer from sea-water intrusion. Two regional drinking water supply systems were constructed with desalinated water of this springs. The Žrnovica spring in Yugoslavia was developed by means of a grout-curtain and by the rise of the spring level. The period of fresh-water flow was extended by a short grout-curtain in the area of the Tabačina spring (Pavlin, 1982).

The Dobrica, Dobra and Golubinka springs in Yugoslavia and Brojnica spring in Italy were isolated by small diaphragm walls from seawater influence. The Kiveri springs in Greece were developed by isolation of the spring area from the sea by a dam and by the rise of the spring level (Pavlin & Biondić, 1971; Ständer, 1971; Pavlin, 1973, 1982; Pavlin & Fritz, 1978; Breznik, 1973).

Fresh-water of the springs Gustirna, Opačica, Bakar, Kovča-Zaton, Stari grad, Korita, Jelsa, Dubrava, Zvir and others in Yugoslavia was intercepted in galleries or shafts. Alike the success was achieved with many deep boreholes in Greece and Italy (Tadolini & Zanframundo, 1988) at distances of 5 to 10 km from the sea. It has been possible to intercept only about 20 % of the discharge of the correspondent springs (Fritz, 1978, 1979; Mijatović, 1976, 1986, Breznik 1973).

Development of the Almyros Irakliou Spring

Extensive geological and geophysical investigations as well as drilling of deep boreholes in 1968 to 1971 in the area between the spring and the sea have failed to detect the lower vein. Now we are sure that it is not there. The lower vein is presumably very long and at a great depth at an unknown position, and probably connected with the sea to the NE of Iraklion. As its precise location is not known, it is impossible to **isolate** the spring by grouting (Breznik, 1958, 1962, 1976, 1978).

Otherwise, it is possible to **intercept** the fresh-water in the area of the Gonies gorge or in the Tylissos area by deep boreholes connected by a drainage gallery. The technical and economic disadvantage of the interception method are the very great number of boreholes wanted to intercept every important karstic vein, and that is still aggravated by the high ground elevation. In the Gonies gorge about 450 meter deep tube-wells with an about 320 meter pumping head and in the Tylissos area about 300 meter deep tube-wells with an about 200 meter pumping head would be needed.

Observations of the natural conditions indicate that the Almyros spring offers favourable possibilities for development by means of a **rise in spring level.** The most important observation results to consider are:

- Discharge – spring level – salinity relation
  During winter the spring delivers fresh-water at a discharge of about 12–13 m^3/s and level of 3 m above M.S.L. During smaller discharges and lower levels the spring water is brackish.
- Flood discharge and loss of water
  As submarine springs have never been observed in the sea of Iraklion (Breznik, 1984 b), there are no losses of water through the lower vein, even during the flood periods with discharges of about 50 m^3/s and a very high piezometric head of fresh-water in vein-branching and lower vein.

- Discharge – raised spring level – salinity relation
  During the 1977 summer test the level was raised to 10 m above M.S.L., and with a discharge of about 4 m^3/s the decrease in discharge and salinity of 4500 mg Cl/l were either very small – about 5 % – or possibly nil.
- During the 1987 winter test the level was raised to 10 m above M.S.L., and with a discharge of about 10–11 $^3/s$ the spring delivered fresh water.

The explanation of these results is as follows:
The piezometric head in the vein-brancing regulates the position of the equilibrium plane and of the inflow of sea-water into the spring.

- During winter the karstic massif is filled with water, so the piezometric surface rises. The fresh-water head and pressure at the vein-branching and in the lower vein are high enough to block the inflow of sea-water. The equilibrium plane is below the vein-branching and sea-water cannot infiltrate into the vein at discharges above 12–13 m^3/s (Fig. 4).
- During flood discharges the head and pressure at the vein-branching are higher due to very high losses of head in the upper vein. The equilibrium plane is lowered

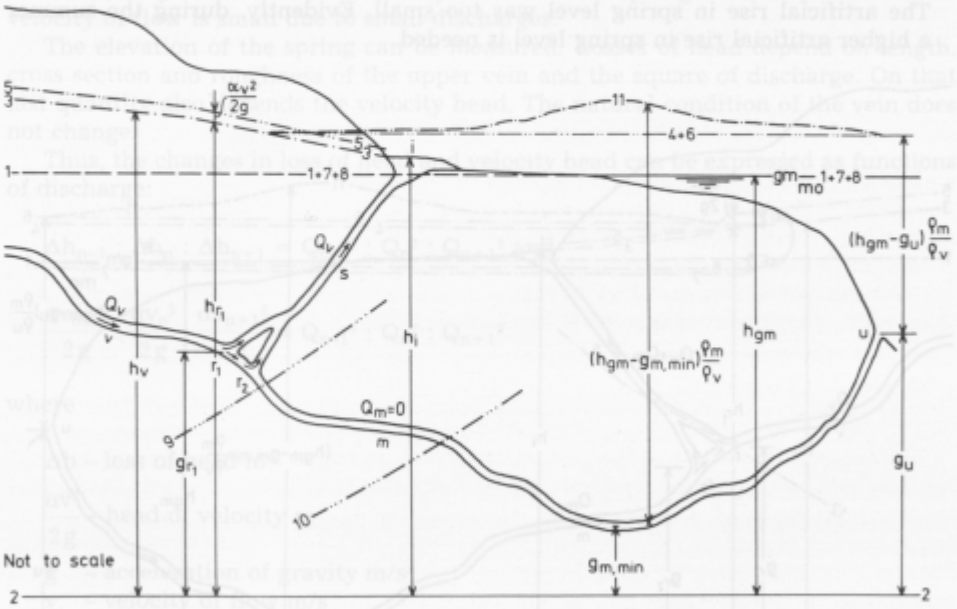


Fig. 4. Flow directions in the lower aquifer of the Psiloritis-Iraklion region in the winter period during fresh-water flow of Almyros spring (after Breznik, 1984 a). See legend of Fig. 1
7 – Piezometric head line of the lower vein; *8* – Energy head line of the lower vein; 7–8 all the head expressed through the head of sea-water; *9* – Equilibrium plane in winter period; *10* – Equilibrium plane during winter flood discharge; *11* – Pressure line of the lower vein expressed through the head of fresh-water

Sl. 4. Smeri pretoka v spodnjem vodonosniku področja Psiloritis-Iraklion pozimi med sladkovodnim izlivom izvira Almyros (po Breznik, 1984 a). Glej legendo slike 1
7 – Piezometrična višina spodnje žile podana s stebrom morske vode; *8* – Energetska višina spodnje žile podana s stebrom morske vode; *9* – Ravnotežna ploskev v obdobju zime; *10* – Ravnotežna ploskev v obdobju zimskih poplavnih pretokov; *11* – Tlačna črta spodnje žile podana s stebrom sladke vode

and interesects the lower vein at a lower elevation. But not all the lower vein is above equilibrium plane, as this would induce losses of fresh-water through the lower vein. There is no flow of either fresh- or sea-water through the lower vein (Fig. 4).

- From spring to autumn, the karstic massif is drained, the spring level lowered and the fresh-water head at the vein-branching subsides as losses of head in the upper vein are smaller due to smaller discharges. The ascending equilibrium plane crosses the vein-branching and with discharges below 12–13 m^3/s some sea water infiltrates into the upper vein (Fig. 5). In the case of more vein-branchings sea water infiltrates first throught the lower ones.
- During the 1977 test the fresh-water head and pressure at the vein-branching were equal to the sea-water head and pressure, expressed through the head of fresh-water, so sea water countinued infiltrating into the upper vein. This indicates that the fresh-water head and pressure at the vein-branching were at that time smaller than during the winter when the discharge had amounted to 12–13 m^3/s and the spring water was fresh. The artificial rise in spring level in 1977 did not counterbalance the difference in head losses between the discharges of 4 m^3/s and 12–13 m^3/s. The artificial rise in spring level was too small. Evidently, during the summer a higher artificial rise in spring level is needed.

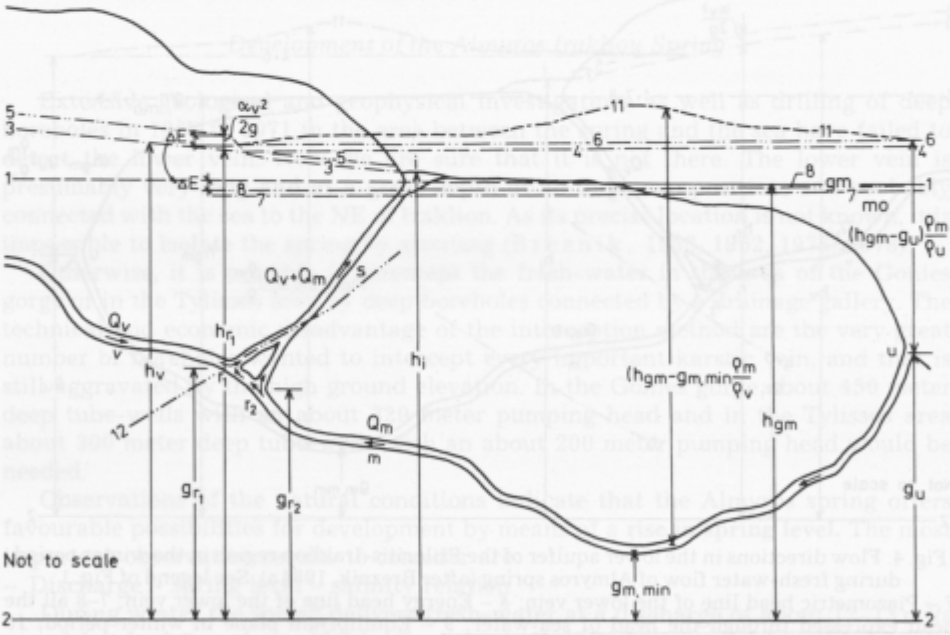


Fig. 5. Flow direction in the lower aquifer of the Psiloritis-Iraklion region in the spring-autumn period during brackish water flow of Almyros spring (after Breznik, 1984 b). See legend of Figs. 1 and 4
12 – Equilibrium plane in the spring-autumn period

Sl. 5. Smeri pretoka v spodnjem vodonosniku področja Psiloritis-Iraklion od spomladi do jeseni med zaslanjenim pretokom izvira Almyros (po Breznik, 1984 b). Glej legendo sl. 1 in 4
12 – Ravnotežna ploskev v obdobju pomlad-jesen

– During the 1987 winter test the spring level was raised to 10 m above M.S.L. and the spring delivered fresh water at discharges of about 10–11 m^3/s. This indicates a clear influence of the level rise on the spings salinity.

Supposition on the Necessary Artificial Rise in Sping Level

The unknown value is the piezometric head of fresh-water in the vein-branching ($h_r - h_m$) during the fresh-water flow of the spring. It is the sum of the spring elevation ($h_i - h_m$) and of losses of head yQ^2 in the upper vein reduced for the velocity head $\alpha v_r^2/2g$ in the vein-branching.

$$(h_r - h_m) = (h_i - h_m) + yQ^2 - \frac{\alpha v_r^2}{2g}$$

The direction of flow, largely determined by the orientation of the veins, may influence the mixing process during high discharges but cannot be accounted for with certainty. This influence is very small in the spring-autumn period as the velocity of flow is small due to small discharges.

The elevation of the spring can be measured. Losses of head depend on length, cross section and roughness of the upper vein and the square of discharge. On that last quantity also depends the velocity head. The natural condition of the vein does not change.

Thus, the changes in loss of head and velocity head can be expressed as functions of discharge:

$$\Delta h_{n-1} : \Delta h_n : \Delta h_{n+1} = Q_{n-1}^2 : Q_n^2 : Q_{n+1}^2 \text{ and}$$

$$\frac{\alpha v_{n-1}^2}{2g} : \frac{\alpha v_n^2}{2g} : \frac{\alpha v_{n+1}^2}{2g} = Q_{n-1}^2 : Q_n^2 : Q_{n+1}^2$$

where

Δh – loss of head m

$\frac{\alpha v^2}{2g}$ – head of velocity m

g – acceleration of gravity m/s^2

v – velocity of flow m/s

Q – discharge m^3/s

The thus derived ratios of loss of head for characteristic discharges are given in the following Table 3.

The ratios between the losses of head and the discharge clearly indicate the predominance of the influence of discharge on the fresh-water head and pressure in the vein-branching.

The characteristics of the upper vein that determine the losses of head in vein-branching can be calculated if the discharge at which the fresh-water flow starts is measured at two different spring levels.

Table 3. Ratios between losses of head as function of discharges
Tabela 3. Razmerje med tlačnimi izgubami in pretokom

Period	Discharge Qn m³/s	Qn²	Ratio between losses of head (Qn/Qmin)²
Winter - flood	50	2500.0	454.5
Winter - fresh water	12.5	156.3	28.4
Spring - brackish water	11	121	22.0
Autumn - minimum	4	16	2.9
Autumn - minimum of fresh water (Qmin)	2.35	5.5	1.0

During the winter test 1987 the spring level was 10 m. The discharge increased very quickly and considering the volume of underground storage it is difficult to assess the critical discharge at which the fresh-water flow initiated. It was easier to evaluate the discharge at which fresh-water (salinity below 50 m Cl/l) began to become slightly salty (100–200 mg Cl/l).

This discharge was 10 to 11 m^3/s during the winter test 1987 and 12 to 13 m^3/s during the years 1971–1977 when the spring level was 3 m above M.S.L.

$h_r - h_m = (h_{i.1} - h_m) + yQ_1^2$
$h_r - h_m = (h_{i.2} - h_m) + yQ_2^2$ (Breznik 1978)

$h_i - h_m$ – spring level m above M.S.L.
$h_r - h_m$ – piezometric head in vein-branching during the fresh-water flow of the spring m above M.S.L.
y – hydraulic characteristics of upper vein
Q – discharge

For $Q_1 = 12.5\ m^3/s$, $(h_{i.1} - h_m) = 3$ m, $Q_2 = 10.5\ m^3/s$
and $(h_{i.2} - h_m) = 10$ m is y = 0.1522 and $h_r - h_m = 26.78$ m

For measurement data of the piezometric levels in boreholes in the karstic marssif behind the Almyros spring see Table 2. The boreholes I1 (ALD 3), T1 and G5 (ALD 1) with winter levels of 45.8, 44.6 and 42.6 m above M.S.L. are too far inland. The boreholes G3/68 and G4 (FAO 9) with winter levels of 7.3 and 8.9 m are apparently in the secondary upper karstic aquifer and the borehole G2 (FAO 6) with a winter level of 2.9 m in the outflow area of both aquifers.

However, the boreholes Argiry-Tylissos, T2 and G6 (AGR 1) with winter levels of 22–30 m, 31.1 m and 28.0 above M.S.L., all situated in the Tylissos-Koubedes area, could give an indication on the winter levels either in the area of the vein-braching, or in an area more inland of that area, or in an area drained by the upper aquifer.

We can surmise therefore that the needed autumn elevation of spring level should be from 20 to 30 m above M.S.L. This elevation has to be determined by new tests in the rise of the spring level.

Rockfill dam

The construction of an appropriate rockfill dam might be confronted with serious problems. The requested height (20 to 30 m) of the dam is not exactly known in advance because it depends on the rise of the spring level achievable by the dam. That requests a dam and a spillway that can be constructed in stages. A concrete face rockfill dam would be an appropriate solution.

Makropolos (1985/86) concluded that there is a 90-percent probability for a 0.21–0.24 g horizontal acceleration earthquake at Knossos near Iraklion in the next 50–100 years. We have to expect a bigger earthquake at the Almyros rockfill dam site due to the presence of the main fault and sandy materials below the dam.

Fine to medium sand saturated with water is not a good foundation ground in seismic areas as the overturning of a structure in the 1961 Niigata earthquake in Japan and the collapse of the San Fernando dam in the 1971 earthquake in USA have demonstrated. Very gentle slope of dam faces will be required.

The stability of the present dam was endangered by springs on the downstream face in the 1977 test and improvement measures were undertaken afterwards. Construction of a deeper diaphragm wall and other measures will be necessary in order to obtain the Lane's ratio (length of flow: head of water) of 5–8 needed for the hydraulic stability of sand layers against underground erosion. Construction of the present diaphragm wall was difficult already because of blocks of older rocks in sand layers. A semicircular dam is needed as the space around the spring is limited and the rocky abutments are short.

Underground dam

An underground dam similar to many constructed below surface dams and in embankments of reservoirs in karstic areas of Yugoslavia and Spain offer the advantage of a step by step construction and of a smaller financial risk.

The first stage is the installation of 2000 mm steel pipes into the lower and upper springs with the assistance of divers and a crane on the surface. The pipes are fixed and sealed with concrete plugs and grouting by pumping the concrete and the grout from the surface. An outlet valve and a gate or 2 valves with driving mechanism on the pool shore and on the road are installed later. Piezometric boreholes are needed too. The first test of raising the piezometric surface in the rock massif by partial closure of the valve and the gate could be made in summer or autumn during small discharges of the spring. There is a fair chance to achieve a desalinisation of the spring, because the rise in piezometric level can be only small due to permeability and a too small stability of the rock above the upper spring. That could be sufficiently increases by prestressed anchors, however. The main task of these constructions will be implemented in the second stage (Fig. 6).

The second stage consists in the drilling of boreholes and interception wells and excavation of a collecting gallery. The wells have to be drilled either out of the collecting gallery by a technique used in mining (e. g. diameter 350 mm, depth 400 m, Bleiberg mine, Austria, works performed by Geološki zavod Ljubljana) or from the surface by the normal drilling technique and by 30 m deeper wells. The aim is to open new ways for underground circulation. A test of closing the lower and upper springs by the valves installed in the first stage and observation of the piezometric surface

should show the flow capacity of the new water passage. Afterwards, a second test in raising the piezometric surface in the rock massif can be performed also in spring period. A cupola-shaped concrete plug in the access tunnels would make such a test possible. During a to high spring discharge the plugs could be blasted because a to high water pressure inside the rock massif could be dangerous. The concrete plug in a spring at Fatničko polje in Yugoslavia had to be blasted after the piezometric head in the rock massif rose over 100 m and endangered a village and a road. There are better chances to succeed in this test than in the first stage because the rise can be done in spring period also.

The third stage entails closure of canals of the lower and upper springs with concrete plugs cast by pumping concrete from the surface. The underground dam is constructed by sealing the main canals by a grout-curtain of cement-bentonite-sand grout (Borelli & Pavlin, 1965, Pavlin 1970, 1982) and by sealing the cavities either by pumping cement mortar or by constructing prepact concrete through 15 mm

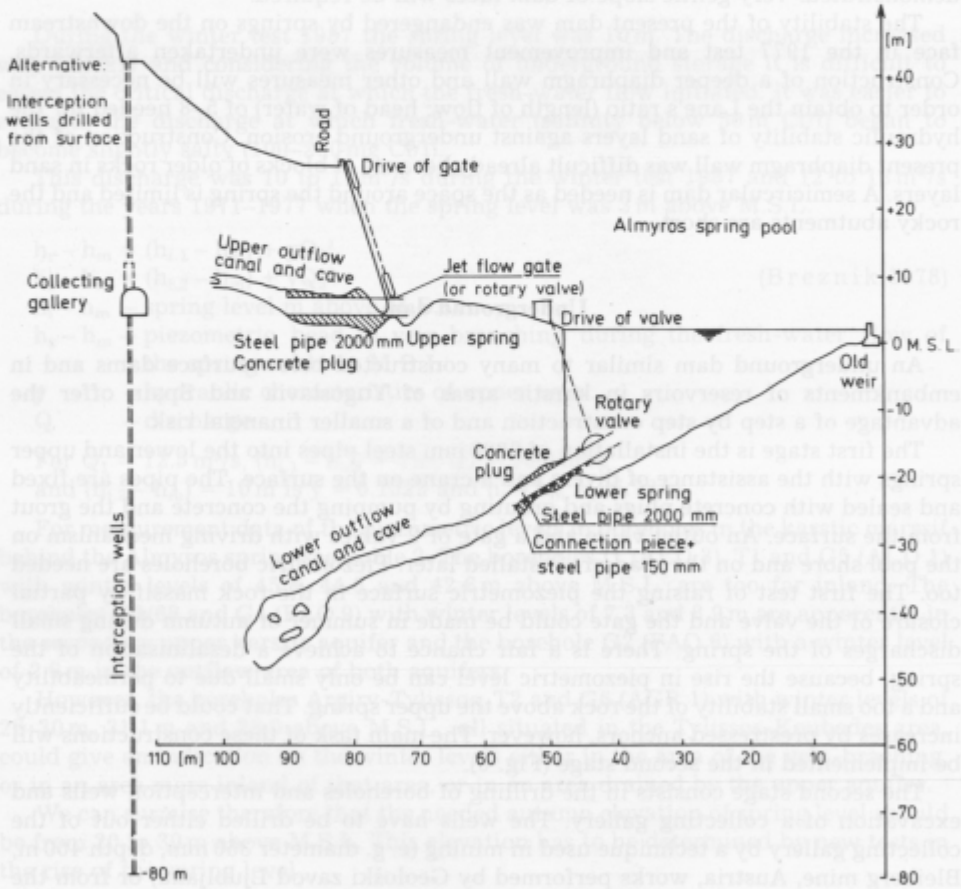


Fig. 6. Cross-section of Almyros springs with structures needed for the first and second stages of explorations

Sl. 6. Prerez izvirov Almyros z objekti potrebnimi za prvo in drugo fazo raziskav

boreholes – a technique used at Nikšič dams in Yugoslavia (Breznik, 1979, 1985) or by pumping concrete through 300 mm boreholes – a technique used at Keban dam in Turkey (Özbek 1975).

In the outer part of access tunnels steel pipes of 2000 mm have to be fixed and sealed by concrete plugs. The valve and the gate installed in the first stage into the springs have to be dismantled and fixed on steel pipes at the outflow of access tunnels (Fig. 7). By partial closing of the valve and of the gate the piezometric surface will be gradually raised to 20 or 30 m. Desalination of the spring has to succeed also in autumn during the lowest discharges. The stages from one to three are still exploratory, and a final positive result is not assured in advance.

The forth stage is to be implemented only if a complete desalination has been achieved in the third stage. The construction works will include the extension and

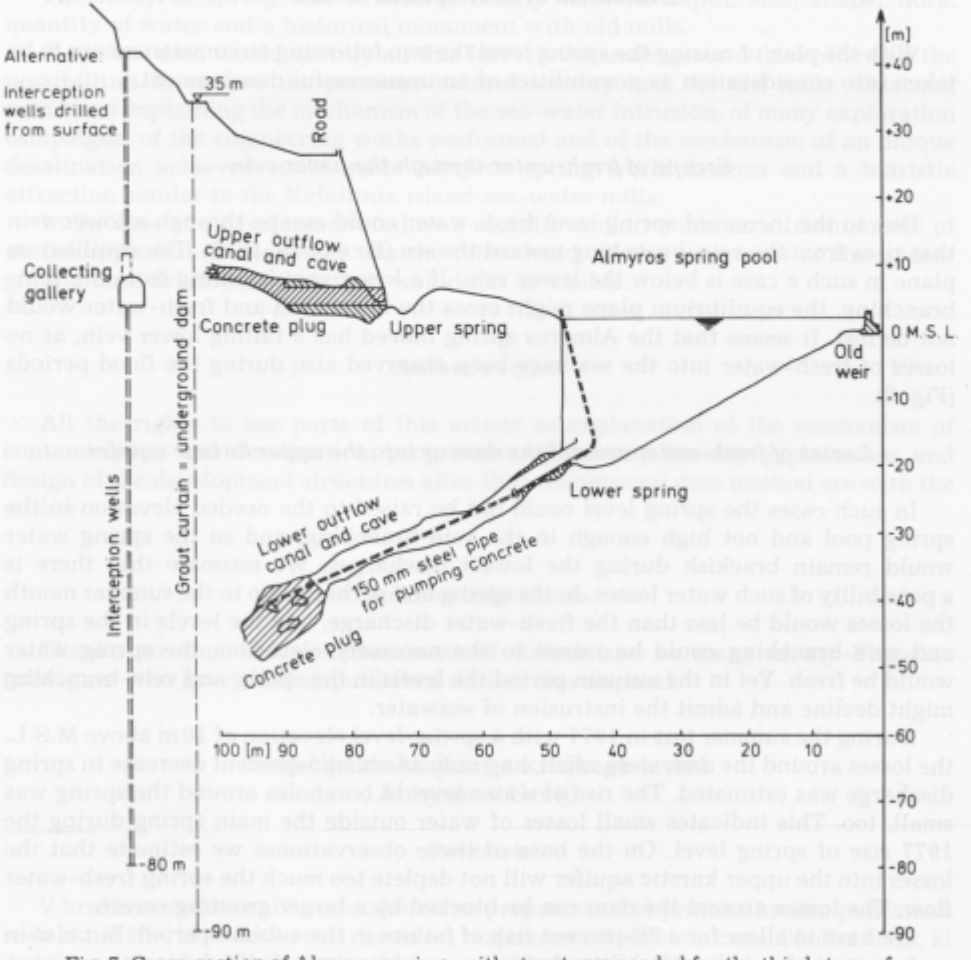


Fig. 7. Cross-section of Almyros springs with structures needed for the third stage of explorations

Sl. 7. Prerez izvirov Almyros z objekti potrebnimi za tretjo fazo raziskav

condensing of the grout-curtain, completion of the bottom outlets, construction of a shaft with spillway, chute and skijump, of the water supply tunnel, of the pipeline with control valve and of the monitoring and driving devices. A small hydropower station could be installed, too.

It cannot be known in advance how many interception wells will have to be drilled, but the underground canals area is not wide. The proposed underground dam is very small in comparison with the already constructed grout-curtains of Yugoslav dams in karstic areas (Breznik, 1979, 1983, 1985, 1988, 1989; Pavlin, 1961, 1970). Underground dams are safe in special conditions, e. g. wars, terroristic attacks or earthquakes.

Evaluation of development success

With the plan of raising the spring level the two following circumstances are to be taken into consideration as possibilities of an unsuccessful development.

Escape of fresh-water through the lower vein

Due to the increased spring level fresh-water could escape through a lower vein that rises from the vein-branching toward the sea (Breznik 1973). The equilibrium plane in such a case is below the lower vein. If a lower vein is falling from the vein-branching, the equilibrium plane might cross the lower vein and fresh-water would not be lost. It seems that the Almyros spring indeed has a falling lower vein, as no losses of fresh-water into the sea have been observed also during the flood periods (Fig. 2).

Losses of fresh-water around the dam or into the upper karstic aquifer

In such cases the spring level could not be raised to the needed elevation in the spring pool and not high enough in the vein-branching, and so the spring water would remain brackish during the lowest discharges. We estimate that there is a possibility of such water losses. In the spring and perhaps also in the summer month the losses would be less than the fresh-water discharge, and the levels in the spring and vein-branching could be raised to the necessary elevation; the spring water would be fresh. Yet in the autumn period the levels in the spring and vein-branching might decline and admit the instrusion of seawater.

During the summer test in 1977 with a spring-level elevation of 10 m above M.S.L. the losses around the dam were small, and only an about 5-percent decrease in spring discharge was estimated. The rise of water level in boreholes around the spring was small, too. This indicates small losses of water outside the main spring during the 1977 rise of spring level. On the base of these observationes we estimate that the losses into the upper karstic aquifer will not deplete too much the spring fresh-water flow. The losses around the dam can be blocked by a larger grouting screen.

We have to allow for a 20-percent risk of failure in the autumn period. But also in such a case of small probability the water would persist fresh during the winter, spring and early summer periods and could be used for irrigation or stored in a reservoir in the Neogene area for use in late summer and autumn.

In any case we have to expect some losses of fresh-water into the upper karstic aquifer or around the dam. The dam alone cannot capture the whole fresh-water flow of the spring. Yet the lost water will be probably fresh and could be captured by wells, by the existing dam and smaller dams.

The Almyros spring offers very good natural conditions and technical possibilities for a successful desalination but the progress of explorations has been surprisingly slow. We estimate the distrust in the proposed rise-in spring-level with underground dam method being the main reason.

Rehabilitation of the natural scenery

The Almyros spring was a natural beauty with its depth, size, shape, flora, quantity of water and a historical monument with old mills.

A surface dam would destroy all this forever. An underground dam offers all the possibilities to restore the previous natural scenery and the old mills. This and a museum explaining the mechanism of the sea-water intrusion, of many exploration campaigns, of the engineering works performed and of the mechanism of an unique desalination achieved could made Almyros spring world famous and a touristic attraction similar to the Kefallinia island sea-water mills.

In the case of a development failure a rockfill would remain as a „monument" of an unsuccessfull development. On the other hand all the structures of the underground dam development method would not be visible.

Author's rights

All the rights to use parts of this article as explanation of the mechanism of contamination and desalination, programme of the step-by-step explorations and design of the development structures after the underground dam method are with the author.

Acknowledgements

Thanks are due to the Government of Greece and to many of my Yugoslav colleagues who gave their unpublished data at the disposal.

Sanacija zaslanjenega kraškega izvira Almyros v Grčiji

Povzetek

V kraškem vodonosniku neenakomerne prepustnosti se pretaka kraška podzemna voda skozi žile, ki so lahko rovi, kaverne, razpokane ali skrasele cone. Sladka voda, ki doteka po dovodni žili, se zaslani v razcepu žil s težjo morsko vodo, ki doteka skozi spodnjo žilo. Mehanizem takega zaslanjenja so pojasnili Gjurašin (1943), Kuščer (1950) in Breznik (1973).

Izvir Almyros na otoku Kreti v Grčiji s srednjim pretokom okrog 7 m^3/s in gladino 3 m nad morjem, je pretežni del leta zaslanjen z do eno četrtino morske vode. Ob večjih pretokih pa ima krajši čas sladko vodo. Zadnjih 20 let so bile izvršene obsežne raziskave, ki naj bi razjasnile mehanizem zaslanjevanja in ugotovile možnost sanacije. Slanost je odvisna predvsem od pretoka in le delno od gladine izvira.

Z obsežnimi raziskavami smo ugotovili, da morska voda ne doteka v razcep žil iz okrog 1 km oddaljenega morja. Spodnja žila mora biti zelo dolga, podobno kakor na otoku Kefallinija pri znanih mlinih na morsko vodo. Točen položaj spodnje žile ni poznan, zato izvira ni možno sanirati z izolacijo morskega vpliva z injekcijsko zaveso, ki bi zatesnila spodnjo žilo.

Manjši del vode izvira bi bilo možno prestreči v razdalji okrog 4 km od morja s 300 m globokimi vrtanimi vodnjaki z višino črpanja 200 m.

V področju Irakliona niso nikoli opazili podmorskih izvirov, tudi ne ob poplavnem pretoku Almyrosa z okrog 50 m^3/s. Zato sklepamo, da se spodnja žila od razcepa žil proti morju spušča v večjo globino, kar je posledica pogrezanja tektonskega jarka Iraklion-Festos. Spuščajoča se spodnja žila omogoča sanacijo z dvigom gladine izvira. Posledica je splošen dvig gladine sladke vode v kraškem masivu. Povečan pritisk sladke vode v razcepu žil pa naj bi onemogočil vdor morske vode vanj. Analize so pokazale, da je v času, ko je izvir sladek, pri pretokih nad okrog 12–13 m^3/s, piezometrična gladina v razcepu žil predvsem pod vplivom tlačnih izgub v zgornji žili. Poleti 1977 so s pregrado dvignili gladino izvira na 10 m nad morje. Poizkus ni bil pozitiven, ker se slanost ni zmanjšala in tudi ne negativen, ker se pretok ni zmanjšal. Očitno je bila pri tem poizkusu piezometrična gladina v razcepu žil nižja, kakor je pozimi ob sladkovodnem izviru. Umetni dvig gladine izvira ni nadomestil manjših tlačnih izgub v zgornji žili pri pretoku okrog 4 m^3/s poleti 1977. V sušnih obdobjih bi bil potreben mnogo večji dvig gladine izvira. Na osnovi analize razlike tlačnih izgub pri različnih pretokih in gladine podzemne vode v oddaljenosti okrog 4 km v notranjost kraškega masiva cenimo, da bi bil potreben dvig gladine izvira na 20 do 30 m. Vendar bo možno ugotoviti končen pozitiven rezultat samo s terenskim poizkusom.

Ker so takšne raziskave izredno drage predlagamo postopne raziskave in tudi izgradnjo injekcijske zavese, namesto nasute pregrade. Ocenjujemo da je 20 % možnost za neuspeh, ker zaradi prepustnosti morda ne bi mogli dovolj dvigniti gladine v razcepu žil ob suši. Zato bi bila gradnja pregrade ali injekcijske zavese še vedno poizkus, končen uspeh ni zagotovljen v naprej, vendar je velika verjetnost, da bo uspel. Preseneča počasnost raziskav tako pomembnega izvira, ki je predvsem posledica nezaupanja v predlagan način sanacije.

References

Biondić, B. & Vulić, Ž. 1974, Hidrogeološke prilike slivnih područja izvora sjevernog dijela Hrvatskog Primorja (Hydrogeologic Conditions of the Springs in the Northen Part of the Croatian Coast). Zbor. rad. 3. jug. simp. o hidrogeol. i inž. geol., 1–11. Opatija.

Borelli, M. & Pavlin, B. 1965, Karst Storages Buško Blato, Peruća and Kruščica. Unesco, I. H. D. Symp. on Hydrology of Fracturated Rocks. No *30*, 32–62. Dubrovnik.

Breznik, M. 1958, Probno injekciono polje Plašnica (Plašnica–Grouting test plot). 4. jug. kongr. o visokim branama, 294–301, Skopje.

Breznik, M. 1962, Akumulacija na Cerkniškem in Planinskem polju (Water Accumulation in the Cerknica and Planina Poljen). Geologija, *7*, 119–149. Ljubljana.

Breznik, M. 1973, Nastanek zaslanjenih kraških izvirov in njihova sanacija (The Origin of Brackish Karstic Springs and Their Development). Geologija, *16*, 83–186. Ljubljana.

Breznik, M. 1976, Mogučnost saniranja zaslanjenih kraških izvora sa injektiranjem (Possibility of Development of Brackish Karstic Springs By Grouting). Prvi jug. simp. za kons. tla, 293–296. Zagreb.

Breznik, M. 1977, Test to Raise the Water-level of the Almyros Irakliou Spring – Evaluation of Results of the 1977 Summer Test. Not published report presented to the Greek Government, 1–11, Iraklion.

Breznik, M. 1978, Mechanism and Development of the Brackish Karstic Spring Almyros Irakliou. Ann. Geol. des Pays Hell., 29–46. Athenes.

Breznik, M. 1979, The Reliability of and Damage to Underground Dams and Other Cutt Off Structures In Karstic Regions. 13th Inter, Cong. of Large Dams. New Delhi, C. 4, 57–79, Paris.

Breznik, M. 1980, Safe Yield of Wells in Arid Areas. IARH-Unesco Sem. Hydr. Res. and River Basin Devel., Nairobi, 130–133, Beograd.

Breznik, M. 1983, Večnamenska akumulacija Cerkniško jezero (Multipurpose Accumulation Basin Cerknica). Gradb. vest. št. *1*, 3–15, Ljubljana.

Breznik, M. 1984a, Development of the Almyros Irakliou brackish spring. Not published report presented to Greek Government. 1–34, Ljubljana.

Breznik, M. 1984b, Exploration of the Bali brackish springs. Not published report presented to Greek Government. 1–5. Malia.

Breznik, M. 1985, Exploration, design and construction of cut offs in Karstic regions, 15th Inter. Cong. of Large Dams, Lausanne. Q. *58*, Vol. III, 1111–1129, Paris.

Breznik, M. 1988, Influence of the Mavčiče reservoir on the environment. 16th Int. Cong. of Large Dams, San Francisco, Q. *60*, Vol. I, 1547–1568, Paris.

Breznik, M. 1989, Explorations, mechanism and development of brackish karst spring Almyros toy Irakleiou. Unpublished report presented to Greek Government and Universities, 59 p., 21 figs., 3 tabs., Ljubljana.

Burdon, D. J. & Papakis, N. J. 1964, Preliminary Note on the Hydrogeology of the Almyros Spring Iraklion. Inst. for Geol. and Subs. Res., Athenes.

Cooper, H. H. Jr. 1959, A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in coastal aquifer. J. Geophys. Res., *64*, no. 4, U.S.A.

Fritz, F. 1978, Hidrogeologija Ravnih kotara i Bukvice (Hydrogeology of Ravni Kotari and Bukvica). Jug. akad. znan. i umj., Carsus Iug. *10/1*, 1–43. Zagreb.

Fritz, F. 1979, Hidrogeološke rajonizacije priobalnog krša Hrvatske u svetlu novijih saznanja (Hydrogeologic Zoning of the Coastal Karst of Croatia in the View of Recent Studies). Geološki vjesnik *31*, 327–336. Zagreb.

Fritz, F. & Pavlin, B. 1978, Vodonosno područje kod Žmana na Dugom otoku (Groundwater Conditions at Žman on Dugi Otok Island). 5th Jug. simp. za hidrogeol. i inž. geol., 57–64. Beograd.

Gjurašin, K. 1943. Prilog hidrografiji primorskog krša. Tehnički vjesnik, *1–2*, 1–17, Zagreb.

Herak, M. 1975, Geotectonics and Karst, Acta geologica, VIII/*21*, (Prir. istr. JAZU, 41). 387–395, Zagreb.

Herak, M. 1977, Tecto-genetic approach to the classification of Karst terrains, Jug. akad. znan. i umj., Carsus Iug., *9/4*, 227–238, Zagreb.

Kuščer, I. 1950, Kraški izviri ob morski obali (Karst Sources at the Sea Coast). Dissertationes, Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Classis III, I, 97–147, Ljubljana.

Kuščer, I. & Kuščer, D. 1962. Observation on Brackish Karst Sources and Swallow-Holes in the Yugoslav Coast. Mem. de D'Association Inter. des Hydrogeologues. V. Reunion d'Athenes.

Makropoulos, K. 1985/1986, Seismic Hazard of Knossos Hystorical Site. Ann. Géol. des Pays Héll., 169–189, Athens.

Mijatović, B. 1976, Kaptaža Mojdež kot Hercegnovog (Captage Mojdež près de Hercegnovi). 4th Jug. simp. za hidrog. i inž. geol., 235–249. Skopje.

Mijatović, B. 1986, Problèmes de captage en régions Karstiques littorales. Univ. de Neuchatel. Bull. du centre d'hydrogéol., 1986, 65–106. Neuchatel.

Özbek, E. 1975, Cavity at Keban Dam. Bull. Inter. Assos. Eng. Geol., No *12*, 45–48. Krefeld.

Papadopoulos, N. & Scanvic, Y. 1968, Esquisse géologique de l'île de Crète. Raport inedit. Paris.

Pavlin, B. 1961, Réalisation du bassin d'accumulation de Peruča dans le Karst Dinarique. VIIth Inter. Congr. of Large Dams. Q. 25, 1–28. Rome.

Pavlin, B. 1970, Kruščica Storage Basin in the Cavernous Karst Area. Xth Inter. Cong. of Large Dams. Montreal. Q *37*, R 13, 209–224. Montreal.

Pavlin, B. 1973, Estabilishment of Surbsurface Dams and Utilization of Natural Subsurface Barriers for Relization of Underground Storages in the Coastal Karst Spring Zones and Their Protection Against Sea-Water Intrusion. XIth Int. Con. of Large Dams. Q *40*, R 33, 487–501. Madrid.

Pavlin, B. 1982. Izvor Tabačina. Tehničke mjere za zaštitu protiv upliva mora. Zbor. ref. sav. Obezb. i zašt. voda. Sisak. Sav. inž. i tehn. Jug. 58–77. Beograd.

Pavlin, B. & Biondić, B. 1971, Dopunska kaptaža kraškog izvora Opačica za vodovod Herceg Novog (Aditional Catchment Works in the Karst Spring Opačica Feeding Herceg Novi Municipal Water Supply System). Zbor. rad. I. jug. simp. o hidrogeol. i inž. geol., 181–192. Hercegnovi.

Pavlin, B.& Fritz, F. 1978, La protection du système des sources karstiques de Golubinka contre la contamination par la mer. SIAMOS–78, 227–236. Granada.

Plataki, E. 1968, O Almyros toy Irakleioy. Kritika Hronika, 55–104, Iraklion.

Ständer, W. 1971, written communication.

Tadolini, T. & Zanframundo, P. 1988, A Water Balance of the Karstic Aquifer in Apulia – Southern Italy in Viewof a Rational Exploitation of Ground Water Resources. Proc. Karst Hydrol. Karst Envir. Prot., 1983–1984, Guilin China.

United Nations UNDP-FAO (Ré, Breznik 1968), The Problems of the Almyros Spring of Iraklion. Tech. note. Nr. *2*, 1–114. Iraklion.

United Nations UNDP-FAO (Breznik 1971), Geology and Hydrogeology of the Almyros Spring Area. Tech. note Nr. *103*, 1–94, 22 fig., Iraklion.

United Nations UNDP-FAO (Dietrich, Ré 1972), Study of the Almyros Spring of Iraklion. Tech. Rep. *3*, 1–177. Iraklion.

United Nations UNDP-OTC (Breznik 1977), Exploration and Development of Coastal and Submarine Brackish Springs in Turkey. Not published report presented to Turkish Government. 1–15, Ankara.

GEOLOGIJA *31, 32*, 577–580 (1988/89), Ljubljana

UDK 550.34.01:550.343.42=20

Generalization of the Kövesligethy equation for non-circular macroseismic fields

Posplošitev Kövesligethyjeve enačbe za nekrožna makroseizmična polja

Janez Lapajne
Seizmološki zavod SR Slovenije, Kersnikova 3, 61000 Ljubljana

Abstract

In European countries the equation of Kövesligethy for macroseismic determination of focal depths is often used as the attenuation law for seismic hazard assessment. For non-circular fields the expression with an additional parameter – "the coefficient of non-circulatity" is much better model as the original form of the Kövesligethy equation. This coefficient is a function of azymuth and can also be a function of epicentral distance. The function of azymuth can be analytically simply expressed for elliptic macroseismic fields.

Kratka vsebina

Kövesligethyjeva enačba za makroseizmično določanje globine potresnih žarišč se v Evropi pogosto uporablja kot enačba pojemanje učinkov pri oceni potresne nevarnosti. Za krožna in približno krožna polja je enačba uporabna v svoji prvotni obliki. Za nekrožna polja pa daje ustreznejši model enačba, v kateri nastopa dodatna količina – »koeficient nekrožnosti«:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + (k\bar{h})^2}}{k\bar{h}} - 1.3 \frac{\bar{\alpha}}{k} \left(\sqrt{r^2 + (k\bar{h})^2} - k\bar{h}\right)$$

kjer je I_0 potresna stopnja v epicentru, r epicentralna razdalja, $\bar{h}$ žariščna globina, $\bar{\alpha}$ povprečni absorpcijski koeficient in k koeficient nekrožnosti. Ta koeficient je funkcija azimuta, lahko pa se tudi spreminja z oddaljenostjo od epicentra. Odvisnost od azimuta analitično enostavno izrazimo za eliptično polje.

The formula of Kövesligethy, Jánosi, and Gassmannn (Blake, 1941) or simply the equation of Kövesligethy (Sponheuer, 1960) has been often used for the determination of the focal depth and other macroseismic parameters of historic earthquakes from the available isoseismal maps. Its well known form is:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{\bar{r}^2 + \bar{h}^2}}{\bar{h}} - 1.3\,\bar{\alpha} \left(\sqrt{\bar{r}^2 + \bar{h}^2} - \bar{h}\right) \qquad (1)$$

in which I_0 is the epicentral intensity, $\bar{r}$ is the radius of the area enclosed within the isoseismal I, $\bar{h}$ is the focal depth, and $\bar{\alpha}$ is the average value of the absorption coefficient.

The procedure of evaluation of macroseismic parameters consists of two steps:

1. the determination of $\bar{r}$ for all isoseismals of the given macroseismic field,
2. the calculation of parameters I_0, $\bar{h}$, and $\bar{\alpha}$ from the system of equations of the type (1), corresponding to different isoseismals of the given macroseismic field.

In European countries Kövesligethy equation is also very often applied as a macroseismic attenuation law $I = I(r, \Phi)$ in the form:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + \bar{h}^2}}{\bar{h}} - 1.3\, \alpha \left(\sqrt{r^2 + \bar{h}^2} - \bar{h}\right) \qquad (2)$$

where r is the epicentral distance, $\alpha = \alpha(\Phi)$ is the absorption coefficient, and Φ is azimuth. It is presumed that the formula of Kövesligethy holds also for all and singular direction from the epicentre.

To use the equation (2) as the attenuation relation we must first evaluate macroseismic parameters I_0, $\bar{h}$, and $\alpha = \alpha(\Phi)$ for all earthquake sources from the available isoseismal maps. In the calculation procedure a system of equations of the type (2) for different directions Φ is used. This procedure works usually quite well for circular and near-circular macroseismic fields. In the case of non-circular fields the results of calculations are often great standard deviations. The more the macroseismic field deviates from the circular one the bigger are standard errors.

Obviously, the equation (2) is generally not appropriate for non-circular fields. If for instance, the fitness of the model to the observed field is good for the direction in which the field is prolongated, then for the direction in which the isoseismals are squeezed together is very bad, and vice versa. Farther, if the fitness is good for medium epicentral distances, then for small and large distances is very bad.

Main deficiency of the equation (2) lies in the fact that basically only the last part of the equation can be (through α) a function of azimuth. The influence of the last part of the equation (2) increases with increasing epicentral distance, but is negligiable in the vicinity of the epicentre. For this reason the isoseismals of the model field corresponding to the equation (2) are almost circular near the epicentre and become more and more non-circular with increasing epicentral distance (Fig. 1a). The shape of the isoseismals of an observed field has mostly just the oposite tendency (Fig. 1c).

To get a better expression for non-circular fields we may still rely on the formula of Kövesligethy. But we must consider its original purpose: the determination of the average characteristics of the given macroseismic field. Namely, Kövesligethy equation has been proved a good model for the equivalent circular fields of many non-circular fields. The radius $\bar{r}$ is actually the average epicentral distance to the intensity I isoseimal. It can be written as $\bar{r} = r/k$, where r is the epicentral distance to the intensity I isoseismal in an arbitrary direction Φ. Parameter k is a function of azimuth (and could be also a function of the epicentral distance). We can call it "the coefficient of non-circularity". Puting k into equation (1), we get the following expression:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + (k\bar{h})^2}}{k\bar{h}} - 1.3\, \frac{\bar{\alpha}}{k} \left(\sqrt{r^2 + (k\bar{h})^2} - k\bar{h}\right) \qquad (3)$$

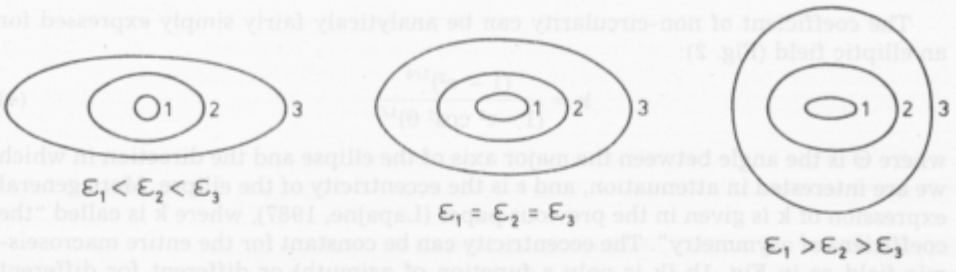
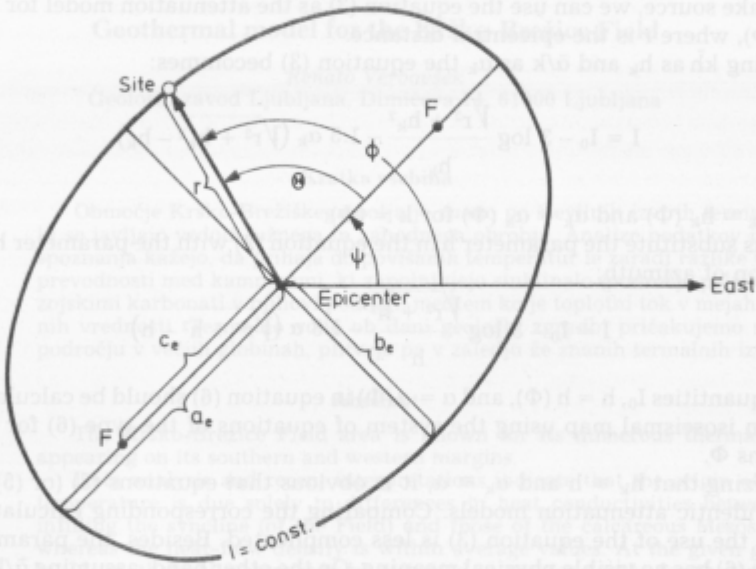


Fig. 1. Three macroseismic field models

Sl. 1. Trije modeli makroseizmičnega polja



$r = k\bar{r}$ $\quad \bar{r} = \sqrt{a_e\, b_e}$ $\quad \varepsilon = \frac{c_e}{a_e}$ $\quad \vartheta = \phi - \psi$

Fig. 2. The parameters of an elliptic macroseismic field

Sl. 2. Količine eliptičnega makroseizmičnega polja

For many practical cases radially constant non-circularity (k is only a function of azimuth) is a good approximation (Fig. 1b). For circular fields $r = \bar{r}$ and $k = 1$; equation (3) converts to equation (1).

Now the calculation of input parameters consists of three steps (first two were already mentioned):

1. the determination of $\bar{r}$ for all isoseismals of the given macroseismic field,
2. the calculation of I_0, $\bar{h}$ and $\bar{\alpha}$ from the system of equations of the type (1), corresponding to different isoseismals of the given macroseismic field,
3. the calculation of k as a function of azimuth from the system of equations $k_\Phi = r_\Phi/\bar{r}$, corresponding to different azimuths Φ.

The coefficient of non-circularity can be analyticaly fairly simply expressed for an elliptic field (Fig. 2):

$$k = \frac{(1 - \varepsilon^2)^{1/4}}{(1 - \varepsilon^2 \cos^2 \theta)^{1/2}} \tag{4}$$

where Θ is the angle between the major axis of the ellipse and the direction in which we are interested in attenuation, and ε is the eccentricity of the ellipse. More general expression of k is given in the previous paper (Lapajne, 1987), where k is called "the coefficient of asymmetry". The eccentricity can be constant for the entire macroseismic field as in Fig. 1b (k is only a function of azimuth) or different for different isoseismals as for instance in Fig. 1a and 1c (k is a function of azimuth and epicentral distance).

Knowing the maximum value of I_0, the range of $\bar{h}$, $\bar{\alpha}$, and $k = k(\Phi)$ for the given earthquake source, we can use the equation (3) as the attenuation model for intensity $I = I(r,\Phi)$, where r is the epicentral distance.

Writing $k\bar{h}$ as h_k and $\bar{\alpha}/k$ as α_k the equation (3) becommes:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + h_k^2}}{h_k} - 1.3\, \alpha_k \left(\sqrt{r^2 + h_k^2} - h_k\right) \tag{5}$$

where $h_k = h_k(\Phi)$ and $\alpha_k = \alpha_k(\Phi)$ for $k = (\Phi)$

Let us substitute the parameter $\bar{h}$ in the equation (2) with the parameter h beeging a function of azimuth:

$$I = I_0 - 3 \log \frac{\sqrt{r^2 + h^2}}{h} - 1.3\, \alpha \left(\sqrt{r^2 + h^2} - h\right) \tag{6}$$

The quantities I_0, $h = h(\Phi)$, and $\alpha = \alpha(\Phi)$ in equation (6) should be calculated from the given isoseismal map using the system of equations of the type (6) for different directions Φ.

Realizing that $h_k \equiv h$ and $\alpha_k \equiv \alpha$, it is obvious that equations (3) (or (5)) and (6) express identic attenuation models. Comparing the corresponding calculation procedures, the use of the equation (3) is less complicated. Besides, the parameter h in equation (6) has no visible physical meaning. On the other hand, assuming $\bar{\alpha}/k = \alpha$, the geometric parameter k has also an understandable physical meaning. Namely, its reciprocal $1/k = \alpha/\bar{\alpha}$ is "relative absorption coefficient" for different directions from the epicentre.

It should be emphasized that in aplying the Kövesligethy equation as an attenuation law, earthquake parameters determined by the same equation should be used as input parameters. This is especially important for the focal depth. Macroseismic focal depths are usually much smaller than the corresponding instrumental values.

References

Blake, A. 1941, On the estimation of focal depth from macroseismic data. Bull. Seism. Soc. Am., *31*, 225–231.

Lapajne, J. 1987, A simple macroseismic attenuation model. Geologija *30*, 391–409, Ljubljana.

Sponheuer, W. 1960, Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiberger Forschungshefte, C *88*, Geophysik, Akademie Verlag, Berlin, 120 p.

GEOLOGIJA *31, 32,* 581–592 (1988/89), Ljubljana

UDK 553.7(497.12)=863

Geotermični model Krško-Brežiškega polja

Geothermal model for the Krško-Brežice Field

Renato Verbovšek
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Območje Krško-Brežiškega polja je znano po številnih izvirih termalne vode, ki se javljajo vzdolž južnega in zahodnega obrobja. Analize podatkov in novejša spoznanja kažejo, da prihaja do povišanih temperatur le zaradi razlike v toplotni prevodnosti med kamninami, ki zapolnjujejo sinklinalo (področje polja) in mezozojskimi karbonati v njihovi podlagi, medtem ko je toplotni tok v mejah povprečnih vrednosti. Termalno vodo ob dani geološki zgradbi pričakujemo na širšem področju v večjih globinah, plitveje pa v zaledju že znanih termalnih izvirov.

Abstract

The Krško-Brežice Field area is known for its numerous thermal springs, appearing on its southern and western margins.

Data analysis and recent interpretations indicate that the origin of elevated temperature is due solely to differences in heat conductivities between rocks infilling the syncline (of the Field) and those of the calcareous Mesosoic basis, whereas the heat-flow density is within average values. At the given geological build-up, thermal waters may be expected in greater depths for the wider Field area and in shallower depths for the hinterland areas of the already known thermal springs.

Uvod

Kot Krško-Brežiško polje označujemo področje, ki sega do Otočca na zahodu, Sotle na vzhodu, proti severu in jugu pa je omejeno s Krškim hribovjem oziroma Gorjanci.

V nadaljevanju bomo skušali predstaviti geotermične lastnosti tega področja, genezo nastanka termalnih pojavov in možnosti izkoriščanja termalne vode.

Na skoraj celotnem Krško-Brežiškem polju so dane možnosti izkoriščanja termalne vode. Le-to energetsko in balneološko trenutno izkoriščajo le v Čateških Toplicah za ogrevanje steklenjakov in v hotelu Emona v Šmarjeških Toplicah.

Ugotovljene so bile temperature vode do 64 °C in izdatnosti do 40 l/s. Vode so nizko mineralizirane in primerne za neposredno rabo.

Z nadaljnjimi raziskavami bi bilo možno pridobiti dodatne količine termalne vode, ki bi jo lahko rabili za komunalno ogrevanje npr. v Brežicah, možno pa bi bilo tudi znatno povečati površine steklenjakov in njeno rabo v balneologiji.

Pregled dosedanjih geotermičnih raziskav

Celotno obravnavano področje je bilo obdelano v kompleksni raziskovalni nalogi, ki jo je financiral nekdanji Sklad Borisa Kidriča (Lapajne et al., 1974). Potekala je v petih fazah od l. 1973 do 1978 pod naslovom Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije, nosilec pa je bil Geološki zavod Ljubljana (GZL). Opravljena je bila reambulacija že znanih podatkov, dodatno pa so bile opravljene regionalne geofizikalne, hidrogeološke in tektonske raziskave. Registrirani so bili obstoječi termalni izviri, hidrogeološko so bili klasificirani tipi vodonosnikov, opravljena je bila hidrogeokemična interpretacija, z geofizikalnimi metodami in geološko-tektonsko študijo pa je bila interpretirana struktura tega območja.

Podrobneje je bilo raziskano območje Čateških Toplic in Topličnika pri Kostanjevici. Tu so bile izdelane številne raziskovalne in kaptažne vrtine. Natančneje je bilo področje Čateža obdelano v članku z naslovom Hidrogeologija Čateških Toplic (Ivanković & Nosan, 1973) in v številnih internih poročilih. Opis izvirov Topličnika je podan v več separatnih poročilih v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Raziskave na obeh področjih so se nadaljevale v letih 1985–86, in sicer z dodatnimi geofizikalnimi meritvami (Verbovšek & Ravnik, 1986) in izdelavo dveh kaptažnih vrtin globine 800 m pri Kostanjevici (Verbovšek, 1986a) in 700 m pri Mostecu (Verbovšek, 1986b).

Omenimo naj še geofizikalne meritve refleksijske seizmike v več vzporednih profilih v smeri sever–jug preko celega obravnavanega področja. Izdelala jih je Geofizika Zagreb v l. 1984 za potrebe naftnih raziskav. Z njimi je bila ugotovljena homogena sinklinalna zgradba.

Geološke in tektonske razmere

Geološka zgradba je podana na Osnovni geološki karti 1:100000 listov Novo mesto (Pleničar et al., 1976) in Zagreb (Šikić et al., 1978).

Področje Krško-Brežiškega polja predstavlja tektonsko enoto Krške sinklinale, ki pripada v širšem pomenu jugozahodnemu delu Zagorskega terciarnega bazena. Proti jugu je omejena s horstom Gorjancev in proti severu s Posavskimi gubami. Os sinklinale poteka v smeri vzhod–zahod. Zapolnjena je s pretežno lapornimi sedimenti srednjega in zgornjega miocena. Z mlajšim pogrezanjem udorine Krškega polja je prišlo do zapolnjevanja sinklinale s pliokvartarnimi in kvartarnimi klastičnimi sedimenti. V podlagi terciarnih sedimentov se javljajo mezozojski karbonati – triadni dolomiti, jurski apnenci in dolomiti ter kredni laporno-apneni sedimenti, ki nastopajo predvsem v najglobljem delu obsega po interpretaciji refleksijske seizmike do okoli 1700 m.

Na obrobjih, proti severu in zahodu se javljajo mezozojski karbonati, ki nastopajo kot predterciarna podlaga v sinklinali.

Hidrogeološke razmere

Najmlajši prodni zasipi, ki se pojavljajo v površinskem delu, v večji debelini predvsem v severnem in vzhodnem delu polja, so izdaten vodonosnik s hladno podtalnico.

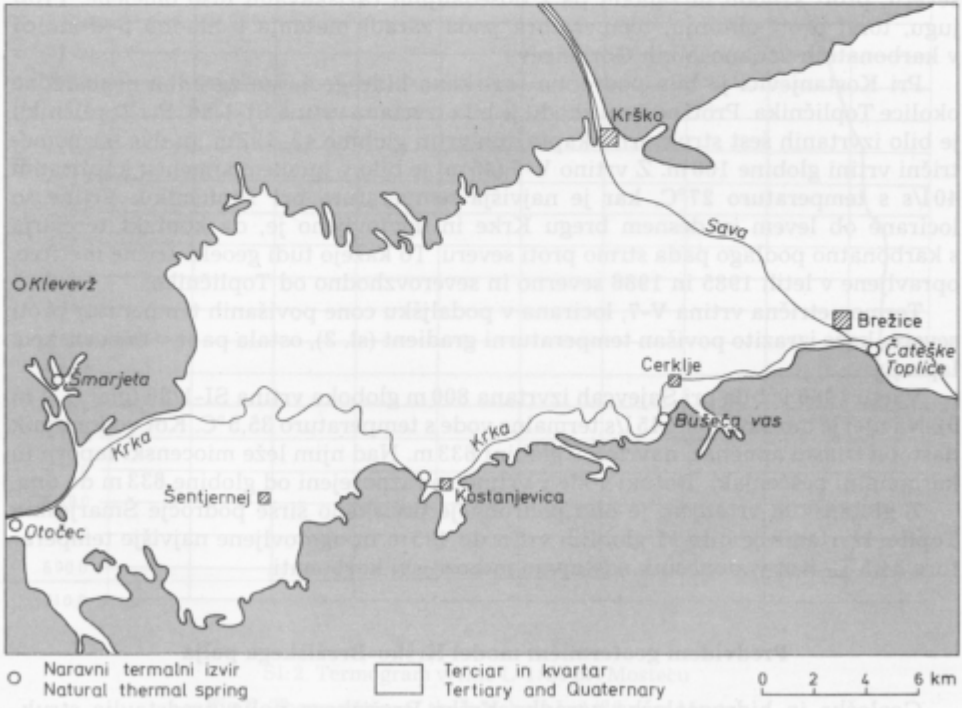
Pretežna večina terciarnih sedimentov je za vodo nepropustnih, z izjemo litotamnijskih apnencev, ki nastopajo kot lokalno omejeni vodonosniki, znani predvsem na področju Čateža. Njihova poroznost je kraškega tipa z večjimi kavernami.

Triadni dolomiti, jurski apnenci in dolomiti ter pretežni del krednih sedimentov predstavljajo izdatne vodonosnike, ki so zaradi razširjenosti in medsebojne povezanosti regionalnega pomena. Predvidevamo, da se vodonosniki s termalno vodo pod terciarjem Krško-Brežiškega polja napajajo iz mezozojskih karbonatov na obrobju.

Ob celotnem južnem obrobju pod Gorjanci se ob kontaktu terciarja z mezozoikom javlja več izdatnih hladnih ali toplih izvirov.

Pregled termalnih izvirov

Na shematski karti (sl. 1) podajamo lokacijo izvirov s povišano temperaturo vode. Pregledna karta kaže, da se izviri javljajo ob južnem in zahodnem obrobju Krško-Brežiškega polja na stiku z mezozojskimi kamninami ali v njegovi neposredni bližini.



Sl. 1. Karta termalnih izvirov v Krško-Brežiški kotlini

Fig. 1. Map of thermal springs in the Krško-Brežice valley

Najbolj vzhodni izvir je Pri Perišču v Čatežu. Voda ima pri izviru temperaturo 32 °C. Okoli 7 km proti zahodu pri Bušeči vasi je več izdatnih izvirov s temperaturo 27 °C. Naslednji proti zahodu je izvir pri Topličniku in več izvirov v strugi Krke s temperaturo do 22 °C. Na skrajnem zahodu se javlja močan izvir v strugi Krke pri Otočcu s temperaturo okoli 20 °C. Končno naj nevedemo še Šmarješke Toplice s temperaturo 33 °C in kraški izvir pri Klevevžu s temperaturo 18–20 °C.

Pregled rezultatov, dobljenih z globinskimi vrtanji

Najbolj je preiskano področje Čateža, kjer je bilo izvrtanih okoli 20 vrtin. Razen ene so vse locirane ob desnem bregu Save. Globoke so do 450 m, njih izdatnost je do 50 l/s (K-1) in temperatura do 64 °C (V-12). Vrtina L-1/86 je izvrtana na levem bregu Save pri Mostecu; globoka je 700 m, njena izdatnost je 40 l/s in temperatura 61 °C. Ugotovljeno je, da pada kontakt terciarja oziroma zgornje krede v krovnini z dolomitom v podlagi strmo proti severu. Največji dotoki so bili ugotovljeni ob kontaktu. Temperatura narašča od juga (od Perišča) proti severu in doseže največ 64 °C. Vrtina L-1/86 kaže izrazit temperaturni obrat (sl. 2), ki kaže na tok hladnejše vode v večji globini, od juga proti severu. Po N o s a n u (1973) bi bilo možno na celotnem področju Čateža izkoriščati do 120 l/s vode z zmesno temperaturo 60 °C.

Z vrtino L-1/86 je potrjeno, da se visoke temperature voda nadaljujejo proti severu, proti vzhodu in zahodu pa z dosedanjimi raziskavami niso omejene. Proti jugu, torej proti obrobju, temperatura pada zaradi mešanja s hladno podtalnico v karbonatnih vodonosnikih Gorjancev.

Pri Kostanjevici je bila podrobno raziskana hidrogeološka zgradba neposredne okolice Topličnika. Proti severovzhodu je bila izvrtana vrtina SI-1/86. Pri Topličniku je bilo izvrtanih šest strukturno-kaptažnih vrtin globine 45–192 m, in dve termometrični vrtini globine 100 m. Z vrtino V-6 (45 m) je bilo v jurskem apnencu kaptiranih 40 l/s s temperaturo 27 °C, kar je najvišja temperatura pri Topličniku. Vrtine so locirane ob levem in desnem bregu Krke in ugotovljeno je, da kontakt terciarja s karbonatno podlago pada strmo proti severu. To kažejo tudi geoelektrične meritve, opravljene v letih 1985 in 1986 severno in severovzhodno od Topličnika.

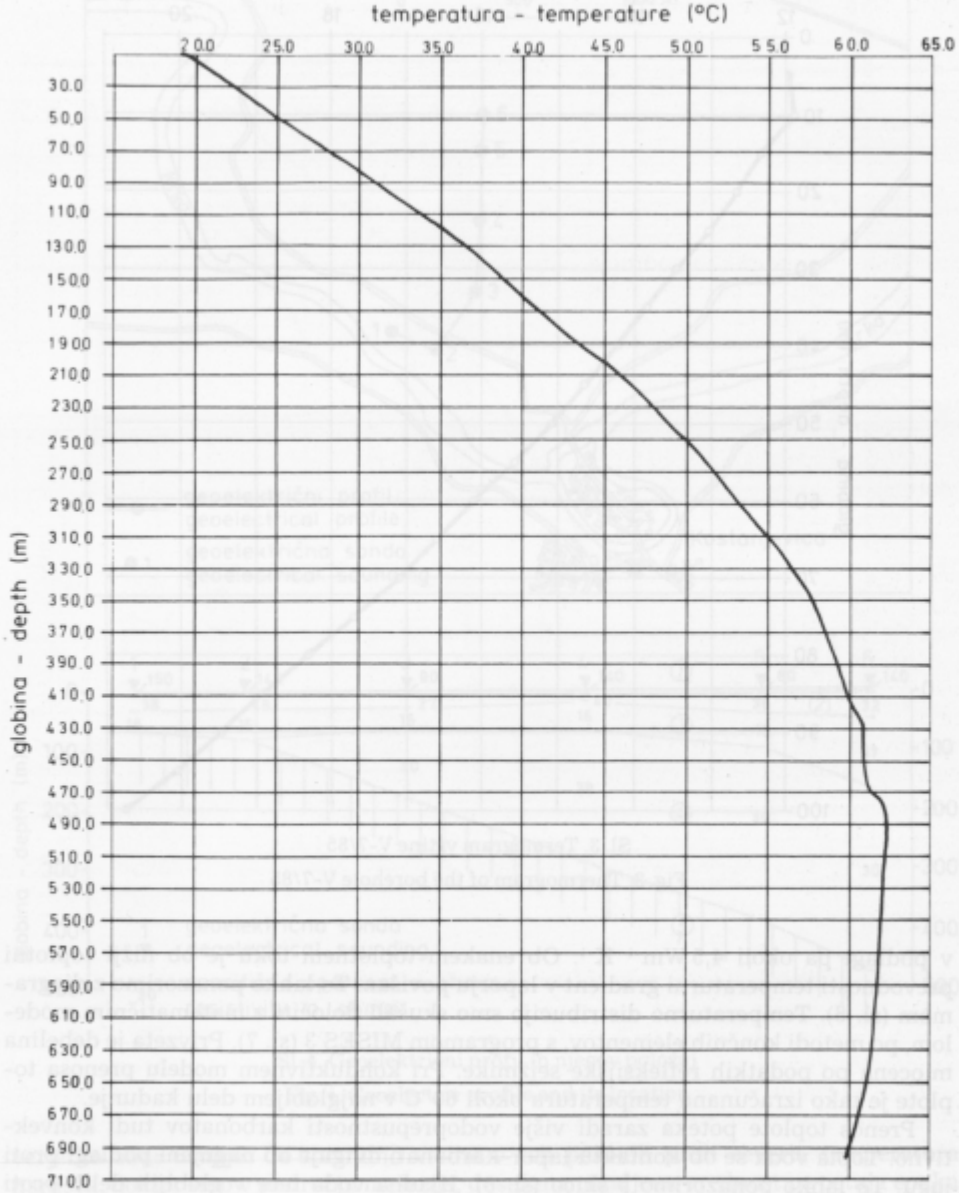
Termometrična vrtina V-7, locirana v podaljšku cone povišanih temperatur proti severu, kaže izrazito povišan temperaturni gradient (sl. 3), ostala pa je v miocenskem laporju.

V letu 1986 je bila pri Sajevcah izvrtana 800 m globoka vrtina SI-1/86 (glej sl. 4 in 5). Na njej je možno črpati 45 l/s termalne vode s temperaturo 35,5 °C. Kot vodonosnik nastopa triasni apnenec, navrtan v globini 633 m. Nad njim leže miocenski laporji in karbonatni peščenjaki. Dotoki vode v vrtino so razporejeni od globine 633 m do dna.

Z globinskim vrtanjem je bilo podrobneje preiskano širše področje Šmarjeških Toplic. Izvrtanih je bilo 11 globljih vrtin do 495 m in ugotovljene najvišje temperature 34,5 °C. Kot vodonosnik nastopajo mezozojski karbonati.

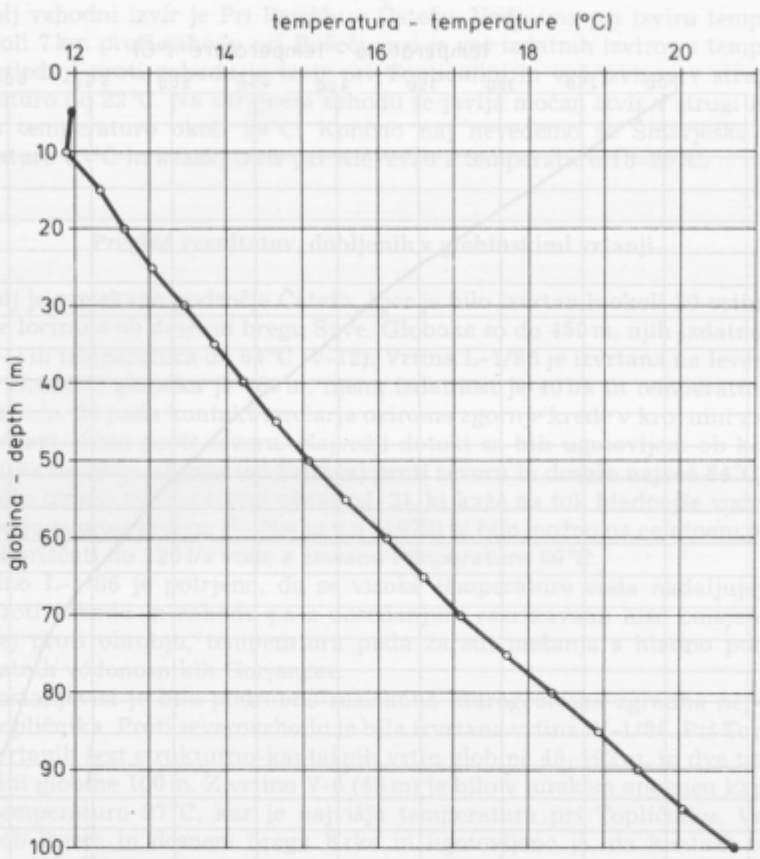
Predvideni geotermični model Krško-Brežiškega polja

Geološka in hidrogeološka zgradba Krško-Brežiškega polja predstavlja strukturo, ki je ugodna za nastopanje povišanih temperatur. Debela skladovnica miocenskih laporjev v sinklinali ima toplotno prevodnost okoli 1,7 Wm^{-1} K^{-1}, karbonati



Sl. 2. Termogram vrtine L-1/86 pri Mostecu

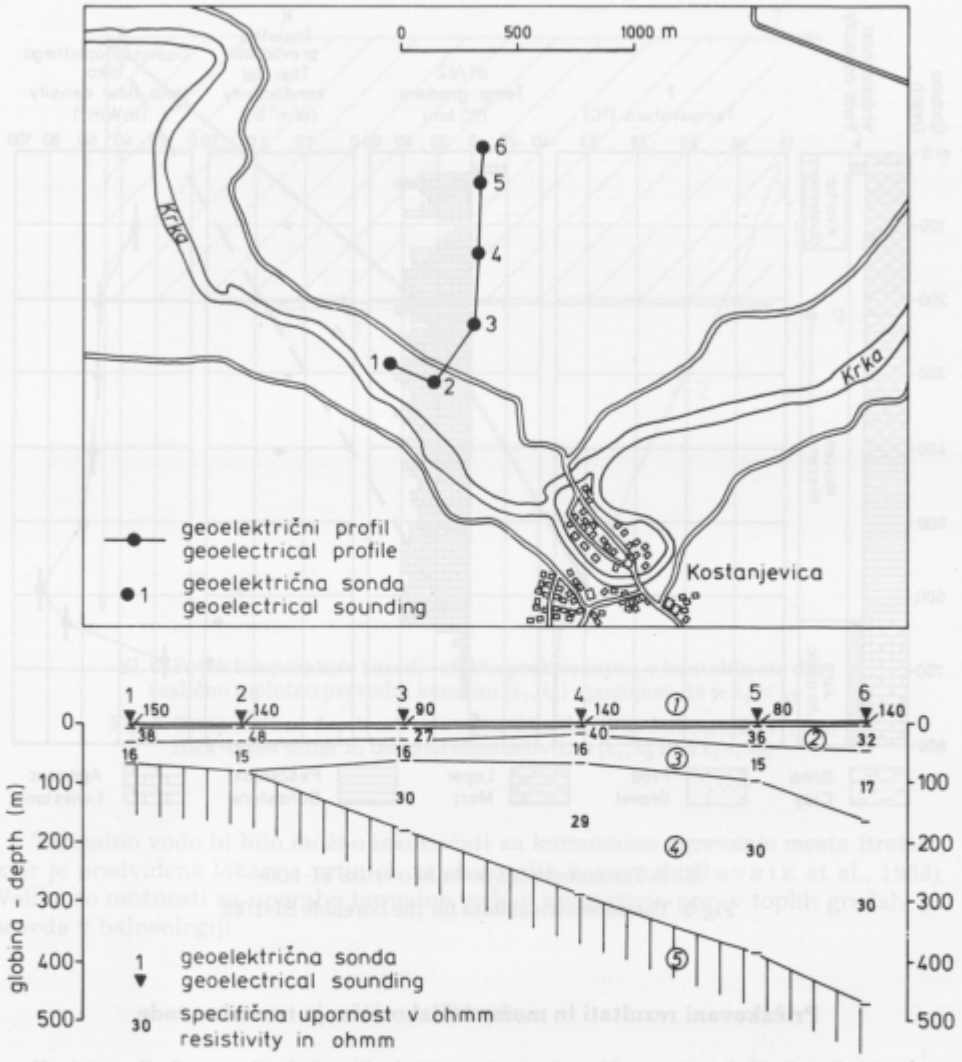
Fig. 2. Thermogram of the borehole L-1/86 near Mostec



Sl. 3. Termogram vrtine V-7/85
Fig. 3. Thermogram of the borehole V-7/85

v podlagi pa okoli 4,5 Wm^{-1} K^{-1}. Ob enakem toplotnem toku je ob nižji toplotni prevodnosti temperaturni gradient v laporju povišan. To lahko ponazorimo z diagramom (sl. 6). Temperaturno distribucijo smo skušali določiti z matematičnim modelom, po metodi končnih elementov, s programom MISES 3 (sl. 7). Privzeta je debelina miocena po podatkih refleksijske seizmike. Pri konduktivnem modelu prenosa toplote je tako izračunana temperatura okoli 60 °C v najglobljem delu kadunje.

Prenos toplote poteka zaradi višje vodoprepustnosti karbonatov tudi konvektivno. Topla voda se ob kontaktu lapor-karbonati dviguje ob nagnjeni podlagi proti jugu. To lahko ponazorimo s skico (sl. 8). Hladna voda teče v globljih delih proti severu in se tam segreva. Vrtine bližje obrobja imajo zato z večanjem globine do karbonatov višjo temperaturo. Ob obrobju se termalna voda meša s hladno podtalnico v karbonatih Gorjancev; širina področja mešanja je od nekaj sto metrov do 1 km pri Čatežu. Vzpostavitev navedenega pogoja toka je, da se ob obrobju javljajo termalni izviri, ki predstavljajo naravno dreniranje. Termalna voda teče od severa proti jugu v širokih »pasovih«. Ti nastopajo v Čatežu, Bušeči vasi, Topličniku in

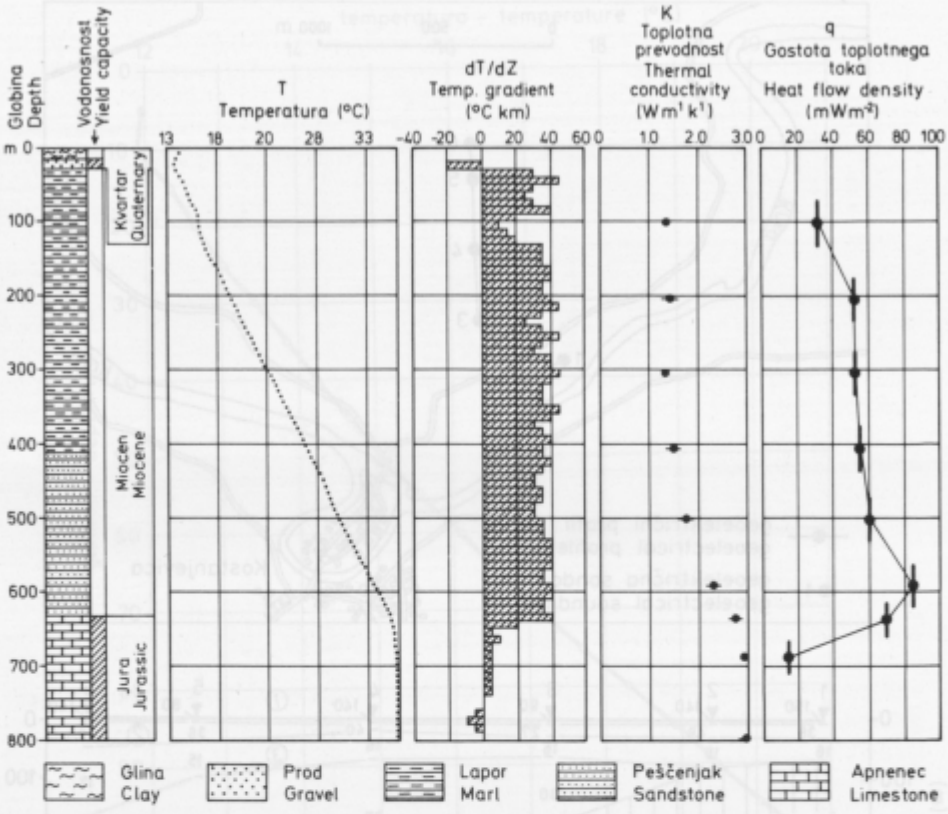


Sl. 4. Geoelektrični profil in njegov položaj

Fig. 4. Geoelectric profile and its location

verjetno tudi drugje. Če lociramo vrtine v teh pasovih proti severu, temperatura narašča, dokler smo v področju mešanja, dosežena ustaljena vrednost pa ostaja enaka do najglobljih delov sinklinale. V globini kroži hladnejša voda.

Najvišje temperature, ki jih dosežemo lahko na celotnem polju, so do okoli 65 °C, s tem da je zaradi dane geološke zgradbe možnost teh temperatur večja od Kostanjevice proti vzhodu. Na mestih zunaj področij iztekanja termalne vode so temperaturni gradienti sicer povišani, vendar znatno nižji kot v njih. Kot primer naj navedemo vrtino SI-1/86 pri Kostanjevici (sl. 5).



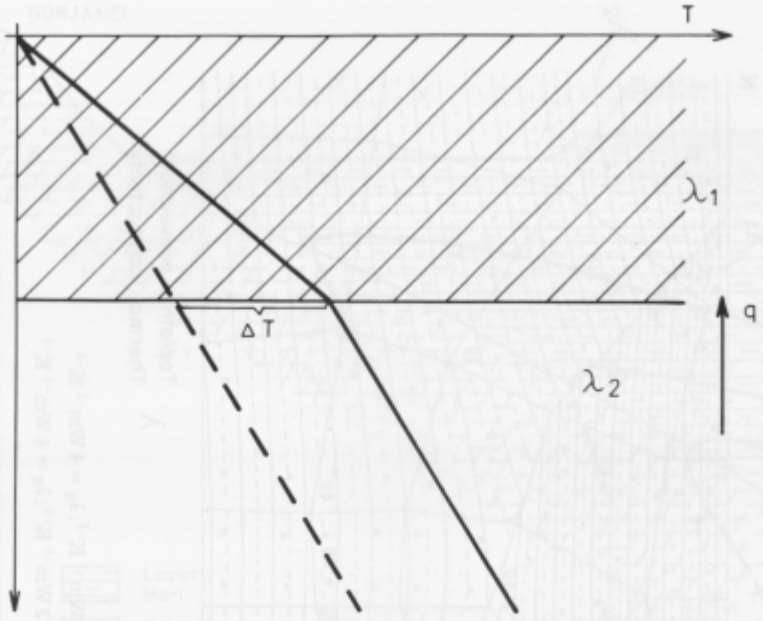
Sl. 5. Termometrični podatki o vrtini SI-1/86

Fig. 5. Thermometrical data for the borehole SI-1/86

Pričakovani rezultati in možnosti izkoriščanja termalne vode

Za določitev lokacije in širine »pasov« iztekanja termalne vode bo potrebno izvrtati termometrične vrtine globine do 100 m in z geofizikalnimi meritvami določiti globino karbonatne podlage. V prvi fazi bi se bilo potrebno usmeriti na področja proti severu od znanih termalnih izvirov ob obrobju Gorjancev. Tam lahko pričakujemo najvišje temperature (do 65 °C) v globinah 500–700 m. Izdatnosti na vrtino bi bile do 50 l/s, skupne izdatnosti na posameznih področjih pa najmanj 300–500 l/s. To predstavlja ob vhodni temperaturi 60 °C, pretoku 300 l/s in temperaturnemu izkoristku 30 °C termično moč okoli 38 MW_t za posamezno področje. Vode so nizko mineralizirane in primerne za neposredno uporabo.

Navedene temperature pa lahko pričakujemo tudi zunaj teh »pasov« iztekanja termalne vode, le da bi bila v tem primeru globina vrtin za iste temperature znatno višja, od 1200–1500 m.



Sl. 6. Potek temperature zaradi »efekta prekrivanja«; v kontaktu sta dve različno toplotno prevodni kamnini (λ_1, λ_2) s pogojem, da je $\lambda_1 < \lambda_2$

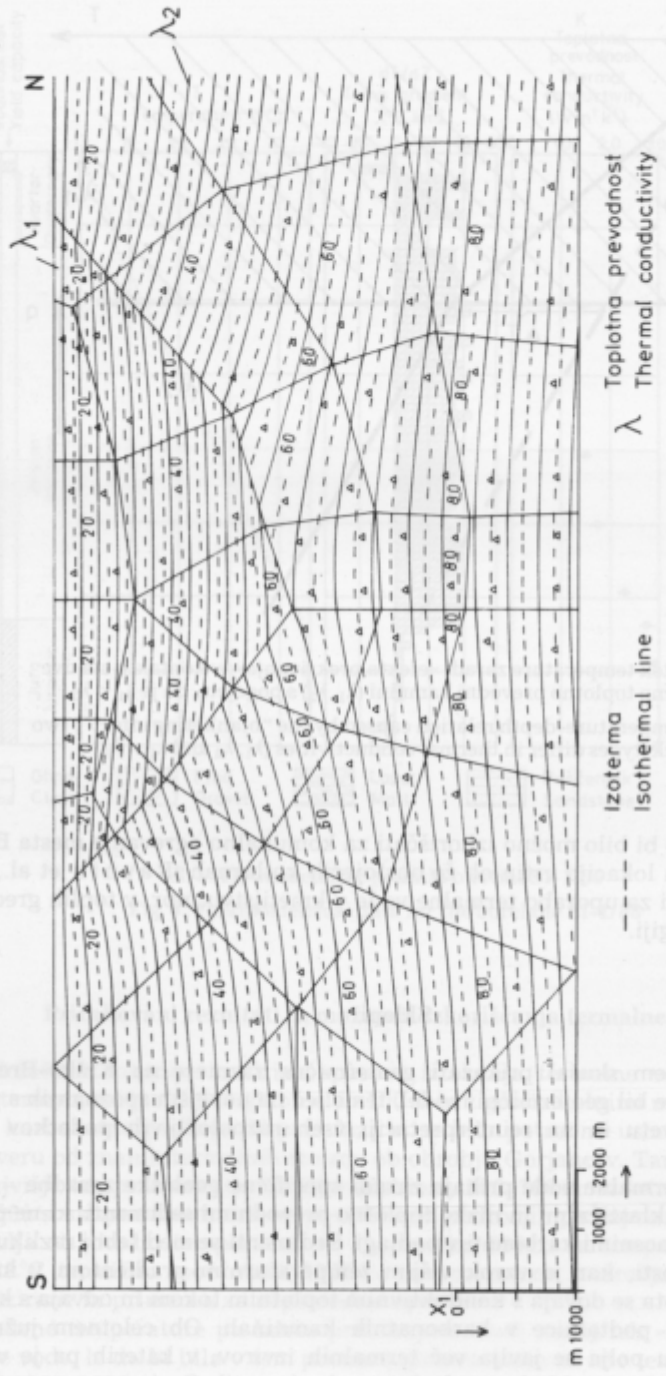
Fig. 6. Temperature-depth relation caused by the "blanketing effect"; two rock-types differ in thermal conductivities (λ_1, λ_2 and $\lambda_1 < \lambda_2$)

Termalno vodo bi bilo možno izkoriščati za komunalno ogrevanje mesta Brežice, kjer je predvidena lokacija vrtin ob že obstoječih kotlarnah (Ravnik et al., 1988). Velike so možnosti za uporabo termalne vode v kmetijstvu, npr. v toplih gredah, pa seveda v balneologiji.

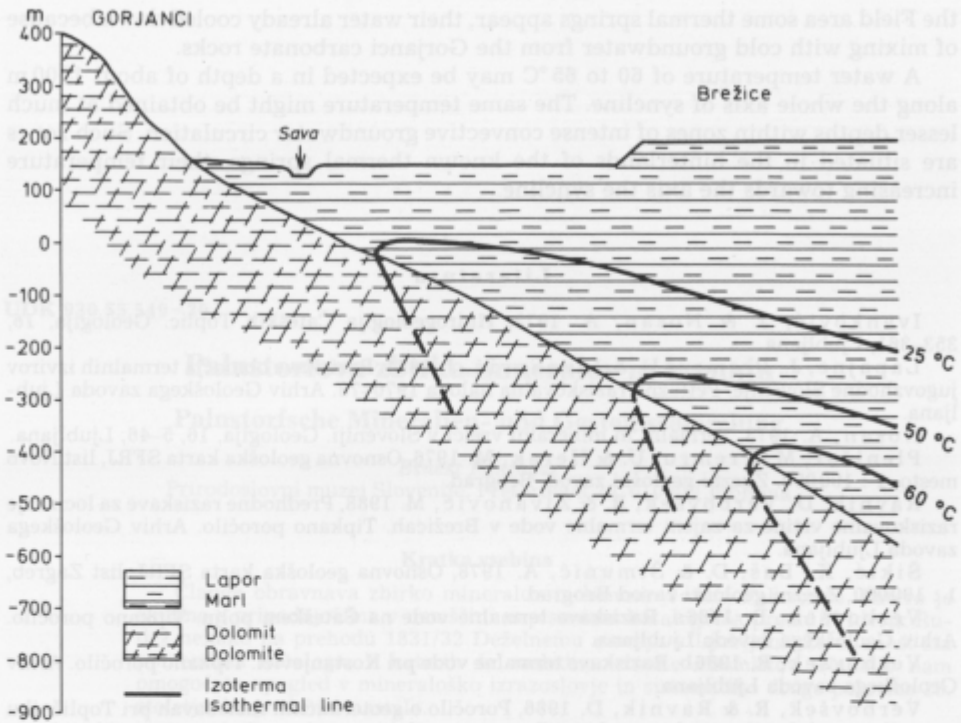
Sklepi

V prispevku sem skušal prikazati geotermične razmere na Krško-Brežiškem polju. Postavljen je bil geotermični model, temelječ na novejših spoznanjih s podobnih področij v svetu in na reinterpretaciji vseh razpoložljivih podatkov s tega področja.

Do javljanja termalne vode prihaja zaradi specifične geološke zgradbe – sinklinale, zapolnjene s klastičnimi in nizko toplotno prevodnimi sedimenti, ki ne prepuščajo vode, in vodonosnimi karbonati v podlagi. Sedimenti se med seboj razlikujejo po toplotni prevodnosti, kar je vzrok višjim temperaturnim gradientom v krovnini karbonatov. Toplota se dovaja s konduktivnim toplotnim tokom in odvaja s konvektivnim kroženjem podtalnice v karbonatnih kamninah. Ob celotnem južnem in zahodnem obrobju polja se javlja več termalnih izvirov, v katerih pa je voda že ohlajena zaradi mešanja s hladno podtalnico v karbonatih Gorjancev.



Sl. 7. Toplotna prevodnost Brežic; $\lambda_1 = 2\ Wm^{-1}\ K^{-1}$; $\lambda_2 = 4\ Wm^{-1}\ K^{-1}$
Fig. 7. Thermal conductivity Brežice; $\lambda_1 = 2\ Wm^{-1}\ K^{-1}$; $\lambda_2 = 4\ Wm^{-1}\ K^{-1}$



Sl. 8. Shematski geološki profil Gorjanci-Brežice z izotermami

Fig. 8. Schematic geologic cross-section Gorjanci-Brežice with isothermals

Temperaturo 60–65 °C je možno pričakovati vzdolž celotne osi sinklinale v globini okoli 1500 m. Isto temperaturo pa je možno dobiti na znatno manjših globinah, v conah s poudarjenim konvektivnim kroženjem podtalnice. Te ležijo v zaledju znanih izvirov s povišano temperaturo, proti osi sinklinale.

Geothermal model for the Krško-Brežice Field

Conclusions

An attempt has been made hereby to present the geothermal conditions for the Krško-Brežice Field area. The geothermal model conceived is based on recent concepts applied for similar conditions elsewhere, and on reinterpretation of all available data concerning the Field area.

The appearance of thermal waters is due to specific synclinal structural build up, with the impervious clastics of low heat conductivities overlying the water-bearing calcareous basis. The differences in heat conductivities of the sediments are the cause of the greater temperature gradients in the beds above the carbonates. The heat within the carbonate rocks is supplied by conduction heat flow and is removed by convectine circulation of groundwater. On the entire southern and western margin of

the Field area some thermal springs appear, their water already cooled down because of mixing with cold groundwater from the Gorjanci carbonate rocks.

A water temperature of 60 to 65 °C may be expected in a depth of about 1500 m along the whole axis of syncline. The same temperature might be obtained at much lesser depths within zones of intense convective groundwater circulation. Such zones are situated in the hinterlands of the known thermal springs, their temperature increasing towards the axis the syncline.

Literatura

Ivanković, J. & Nosan, A. 1973, Hidrogeologija Čateških Toplic. Geologija, *16*, 353–361, Ljubljana.

Lapajne, J., Premru, U. & Ivanković, J. 1974, Raziskave območja termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije. Petfazna raziskovalna naloga 1970–78. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vrelci v Sloveniji. Geologija, 16, 5–46, Ljubljana.

Pleničar, M., Premru, U. & Herak, M. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ, list Novo mesto, 1 : 100000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Ravnik, D., Verbovšek, R. & Živanović, M. 1988, Predhodne raziskave za lociranje raziskovalne vrtine za zajem termalne vode v Brežicah. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Šikić, K., Baš, D. & Šimunić, A. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ, list Zagreb, 1 : 100000. Zvezni geološki zavod Beograd.

Verbovšek, R. 1986a, Raziskave termalne vode na Čateškem polju. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Verbovšek, R. 1986b, Raziskave termalne vode pri Kostanjevici. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Verbovšek, R. & Ravnik, D. 1986, Poročilo o geotermičnih raziskavah pri Topličniku s predlogom lokacije strukturno-kaptažne vrtine globine 800 m. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

GEOLOGIJA *31, 32*, 593–608 (1988/89), Ljubljana

UDK 930.55.549=30

Palnstorfova zbirka mineralov in kamnin

Palnstorfsche Mineralien- und Gesteinssammlung

Ernest Faninger
Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

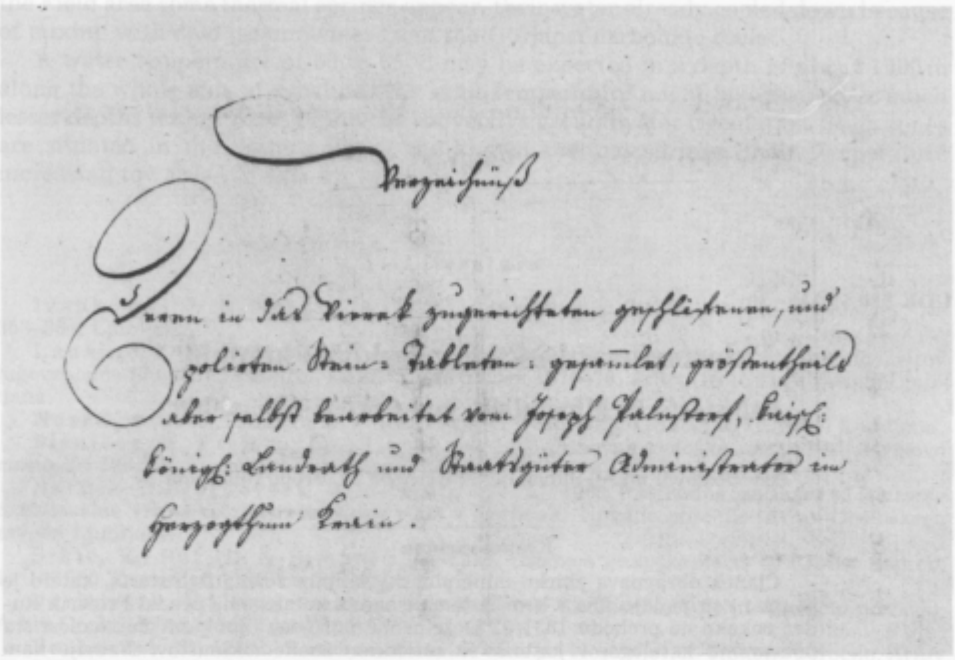
Kratka vsebina

Članek obravnava zbirko mineralov in kamnin Jožefa Palnstorfa, katero je skupno s pripadajočima v nemščini napisanima katalogoma predal Friderik Rudež nekako na prehodu 1831/32 Deželnemu muzeju v Ljubljani. Za znanost sta pomembna kataloga, v katerih še zasledimo znake alkimistov. Nadalje nam omogočata vpogled v mineraloško izrazoslovje in sistematiko druge polovice 18. stoletja, ko je zbirka nastala.

Auszug

Der Artikel befaßt sich mit der mineralogisch-petrographischen Sammlung von Joseph Palnstorf, welche samt den zwei dazugehörigen Katalogen um die Jahreswende 1831/32 herum von Friedrich Rudesch dem Landesmuseum in Ljubljana (=Laibach) übergeben worden ist. Von wissenschaftlichem Interesse sind die beiden Kataloge, in welchen noch die von den Alchimisten verwendeteten Zeichen vorkommen. Ferner ermöglichen sie uns einen Einblick in die mineralogische Terminologie und Systematik der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts, als die Sammlung entstand.

V Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani, kjer je na ogled znamenita zbirka mineralov Žige barona Zoisa pl. Edelsteina (1747–1819), hranijo tudi dva stara v nemščini napisana kataloga. Najprej so mislili, da predstavljata najstarejši popis Zoisove zbirke mineralov (Faninger, 1971), kar pa se je pokazalo za napačno. Kot poroča Illyrisches Blatt 14. januarja 1832, je takrat šele nedavno Friderik Rudež predal Deželnemu muzeju v Ljubljani poleg manjše zbirke konhilij še mineraloško-petrografsko zbirko skupno s pripadajočima katalogoma. Nadalje še poroča časopis, da vsebuje po podatkih v enem katalogu petrografska zbirka 1330 v četverokotnik oblikovanih poliranih ploščic kamnin, medtem ko ima mineraloška zbirka po podatkih drugega kataloga 2429 vzorcev. Če upoštevamo okolnost, da takrat še niso ostro razlikovali mineralov od kamnin, lahko trdimo, da se časopisni podatki povsem ujemajo z zapiski v obeh katalogih, ki ju sedaj hranijo v Prirodoslovnem muzeju Slovenije. Kataloga predstavljata torej popis mineraloško-petrografske zbirke, ki jo je Friderik Rudež nekako na prehodu 1831/32 poklonil nekdanjemu Deželnemu



Sl. 1. Prva stran v manjšem katalogu

Abb. 1. Die erste Seite im kleineren Katalog

Transkripcija

Transkription

Verzeichniß

Deren in das Viereck zugerichteten geschlifnen, und polierten Stein = Tableten: gesammlet, gröstentheils aber selbst bearbeitetet von Joseph Palnstorf, Kaisl: Königl: Landrath und Staatsgüter Administrator im Herzogthum Krain.

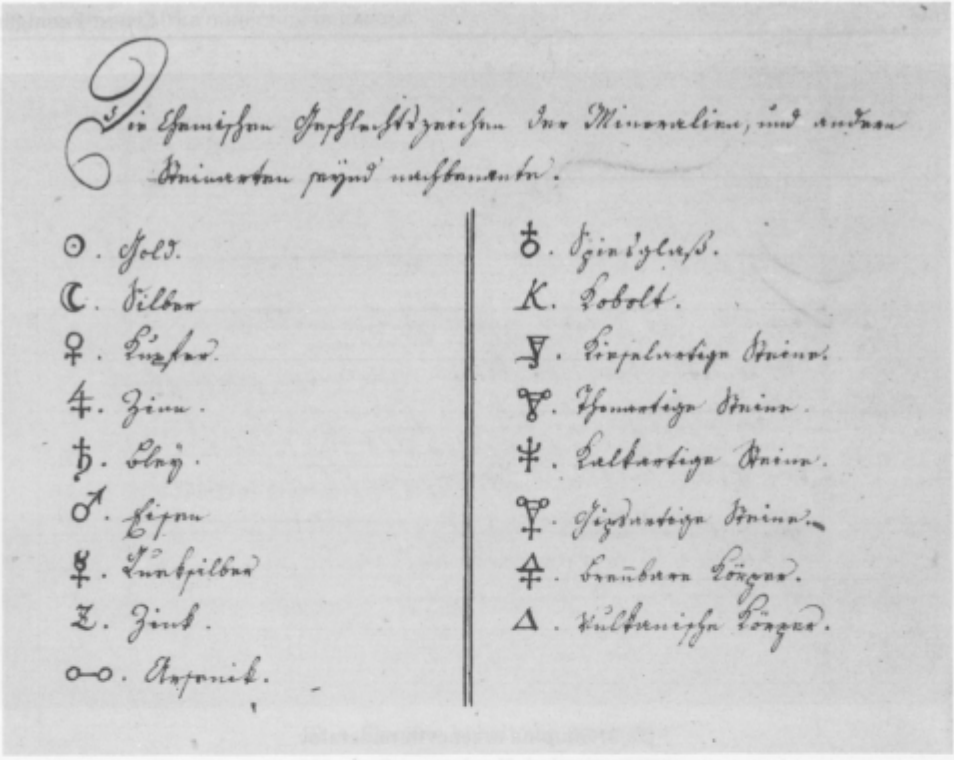
Prevod

Seznam

v četverokotnik oblikovanih brušenih in poliranih ploščic kamnin, ki jih je zbral, večidel pa sam priredil Jožef Palnstrof, cesarsko kraljevi deželni svetnik in administrator državnih posestev v vojvodini Kranjski.

muzeju v Ljubljani, predhodniku današnjega Narodnega muzeja, Slovenskega etnografskega muzeja in Prirodoslovnega muzeja Slovenije.

Na pričujočih katalogih ni nikake letnice niti oznake, kdo je bil lastnik popisane zbirke. Le na platnici manjšega kataloga je nalepljena etiketa, kjer piše, da vsebuje katalog popis velike zbirke v četverokotnik oblikovanih brušenih in poliranih ploščic kamnin. Isto izvemo tudi na prvi strani kataloga, kjer je še podatek, da je ploščice zbral in večidel tudi sam pripravil Jožef Palnstorf, višji državni uradnik v nekdanji vojvodini Kranjski (sl. 1). Na drugi strani tega lista je tabela z znaki alkimistov za posamezne skupine mineralov in kamnin (sl. 2). Enako razporeditev z istimi znaki alkimistov zapazimo tudi v večjem katalogu, ki zajema celotno mineraloško-petro-



Sl. 2. Tabela v manjšem katalogu

Abb. 2. Tabelle im kleineren Katalog

Transkripcija

Transkription

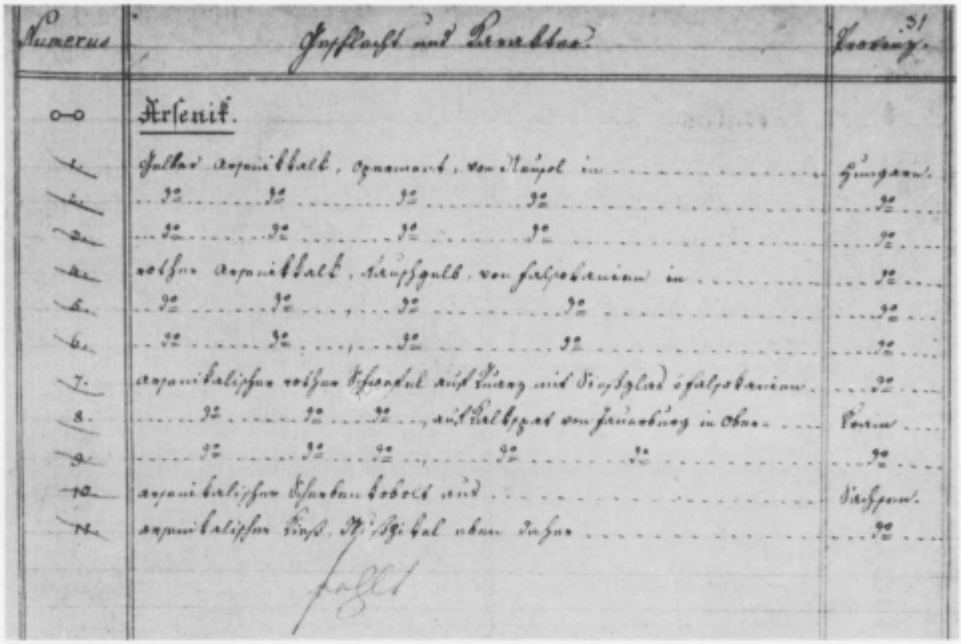
Die chemischen Geschlechtszeichen der Mineralien, und anderen Steinarten seynd nachbenante.

Gold.	Spiesglaß.
Silber.	Kobolt.
Kupfer.	Kieselartige Steine.
Zinn.	Thonartige Steine.
Bleÿ.	Kalkartige Steine.
Eisen.	Gipsartige Steine.
Queksilber.	Brennbare Körper.
Zink.	Vulkanische Körper.
Arsenik.	

Prevod

Kemični simboli za skupine mineralov in za druge vrste kamnin so sledeči.

Zlato.	Antimon.
Srebro.	Kobalt.
Baker.	Kremenaste kamnine.
Kositer.	Glinaste kamnine.
Svinec.	Apnene kamnine.
Železo.	Sadraste kamnine.
Živo srebro.	Gorljive snovi.
Cink.	Vulkanski produkti.
Arzenik.	



Sl. 3. Skupina arzenovih mineralov

Abb. 3. Gruppe der Arsenmineralien

Transkripcija

Transkription

Numerus	Geschlecht und Karakter	Provinz
	Arsenik	
1.	Gelber Arsenikkalk, Operment, von Neupol in	Hungarn
2.	Gelber Arsenikkalk, Operment, von Neupol in	Hungarn
3.	Gelber Arsenikkalk, Operment, von Neupol in	Hungarn
4.	Rother Arsenikkalk, Rauschgelb, von Falsokanien in	Hungarn
5.	Rother Arsenikkalk, Rauschgelb, von Falsokanien in	Hungarn
6.	Rother Arsenikkalk, Rauschgelb, von Falsokanien in	Hungarn
7.	Arsenikalischer rother Schwefel, auf Quarz mit Sießglas s Falsokanien	Hungarn
8.	Arsenikalischer rother Schwefel, auf Kalkspat von Jauernburg in Ober =	Krain
9.	Arsenikalischer rother Schwefel, auf Kalkspat von Jauernburg in Ober =	Krain
10.	Arsenikalischer Scherbenkobolt aus	Sachsen
11.	Arsenikalischer Kieß, Mißzikel eben daher	Sachsen

grafsko zbirko. Navedeni podatki bi nam torej dali sklepati, da bi lahko bil Jožef Palnstorf avtor in prvi lastnik obravnavane mineraloško petrografske zbirke, prav tako pa bi lahko to bil tudi Friderik Rudež, ki naj bi mu Palnstorf le priskrbel obdelane vzorce kamnin. Da bi rešili vprašanje izvora obravnavane zbirke, si prej oglejmo, kaj sta omenjena bila.

Friderik Rudež je bil, kot lahko še nadalje izvemo iz omenjene objave v Illyrisches Blatt, graščak in hišni lastnik. Sicer pa je rodovina Rudež visoko zapisana na straneh slovenske kulturne zgodovine. Friderika Rudeža je zanimalo naravoslovje, pri čem pa

Numerus.	Geschlecht und Karakter.	Provinz.
K.	Kobolt.	
1.	Dichtes weißes Kobolterz von Schladming in	Steyermarkt.
2.	Sschwarz und rothe Koboltblühe von Plandigistan in	Spanien.
3.	Scherbenkobolt von Hütenberg in	Kärnthen.
4.	Giftkobolt aus	Sachsen.
5.	Glanzkobolt aus	Sachsen.
6.	Knospiger Kobolt aus	Sachsen.
7.	Graupenkobolt aus	Sachsen.
8.	Graupenkobolt, aus	Sachsen.
9.	Aerenförmiger Kobolt aus	Sachsen.
10.	Schwarzer erdiger Kobolt von Alemont in	Frankreich.
11.	Schwarze, rothe Koboltblühe von Plandigistan	Spanien.
12.	Schwarze, rothe, Koboltblühe, Joachimsthall in	Böhmen.
13.	Blau, und Grüne Koboltokern von Sallfeld in	Sachsen.
14.	Blau, und Grüne, Koboltokern von	Sachsen.

Sl. 4. Skupina kobaltovih mineralov

Abb. 4. Gruppe der Kobaltmineralien

Transkripcija

Transkription

Numerus	Geschlecht und Karakter	Provinz
	Kobolt	
1.	Dichtes weißes Kobolterz von Schladming in	Steyermarkt.
2.	Sschwarz und rothe Koboltblühe von Plandigistan in	Spanien.
3.	Scherbenkobolt von Hütenberg in	Kärnthen.
4.	Giftkobolt aus	Sachsen.
5.	Glanzkobolt aus	Sachsen.
6.	Knospiger Kobolt aus	Sachsen.
7.	Graupenkobolt aus	Sachsen.
8.	Graupenkobolt, aus	Sachsen.
9.	Aerenförmiger Kobolt aus	Sachsen.
10.	Schwarzer erdiger Kobolt von Alemont in	Frankreich.
11.	Schwarze, rothe Koboltblühe von Plandigistan	Spanien.
12.	Schwarze, rothe, Koboltblühe, Joachimsthall in	Böhmen.
13.	Blau, und Grüne Koboltokern von Sallfeld in	Sachsen.
14.	Blau, und Grüne, Koboltokern von	Sachsen.

je bil izrazito zoološko usmerjen. To dokazuje obvestilo o njegovi smrti v Illyrisches Blatt 22. oktobra 1836, ko se mu kuratorij Deželnega muzeja v Ljubljani še posebej zahvaljuje za številne prispevke s področja zoologije. Jožef Palnstorf je bil, kot smo že omenili, višji državni uradnik na Kranjskem. Kot se lahko prepričamo v šelatizmih za vojvodino Kranjsko, npr. za leto 1803, je tudi stanoval v njenem glavnem mestu

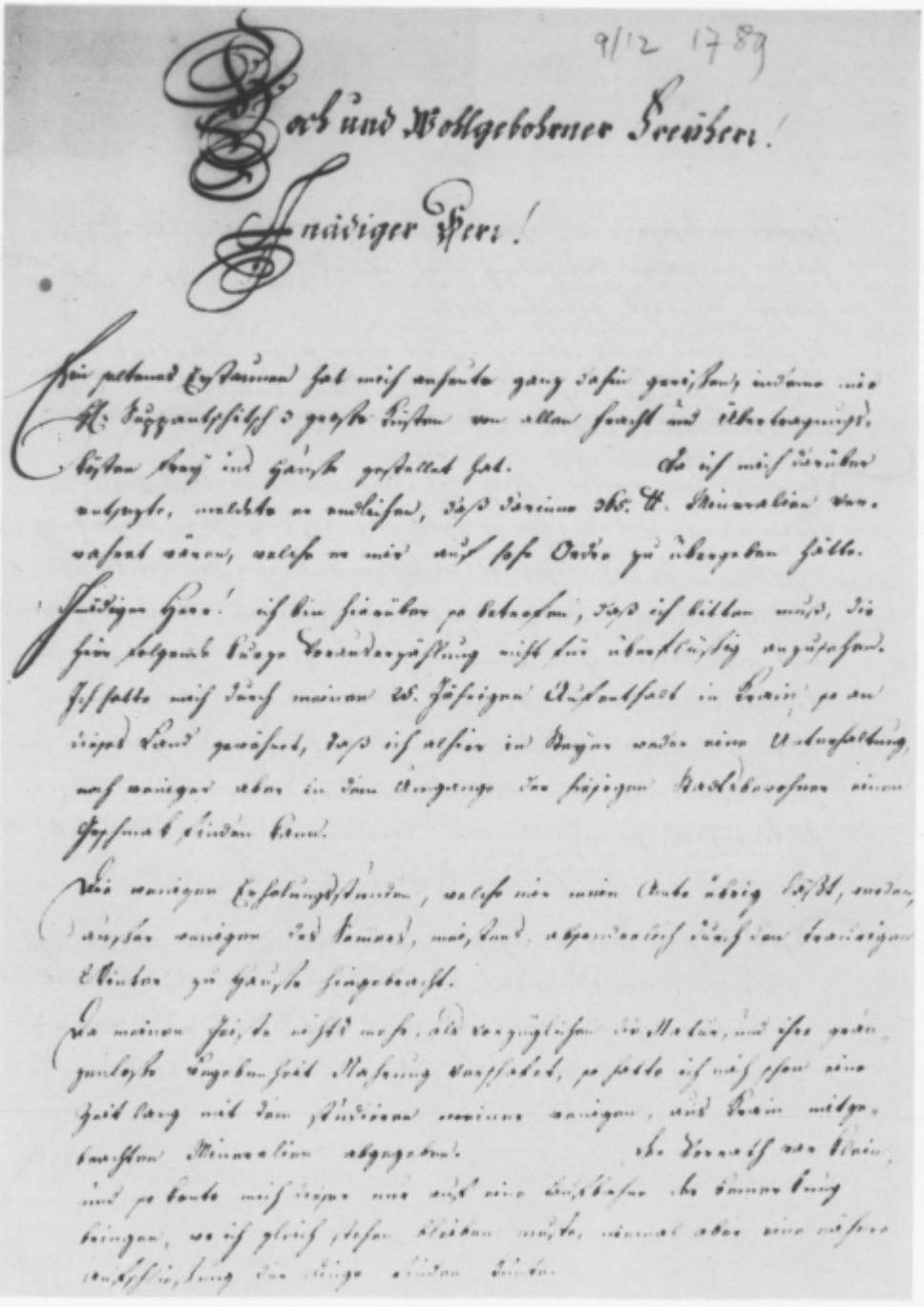
Ljubljani. V omenjenih letopisih se omenja Jožef Palnstorf zadnjikrat leta 1806. Tudi Palnstorfa je zanimalo naravoslovje, toda izključno mineralogija, na katerem področju je imel stike z Žigo Zoisom. To potrjuje pismo od 9. decembra 1789, ko je bil Palnstorf začasno zaposlen v Gradcu (Graz). V njem se najlepše zahvaljuje Žigi Zoisu za prejete minerale (Dodatek). Primerjava Palnstorfovega pisma s katalogoma nedvomno dokazuje, da je vse napisala ista roka. Zato moramo imeti Jožefa Palnstorfa za avtorja in obenem tudi prvega lastnika obravnavane mineraloško-petrografske zbirke. Kasneje jo je dobil Friderik Rudež in jo predal, kot smo že izvedeli, s pripadajočima katalogoma vred Deželnemu muzeju v Ljubljani.

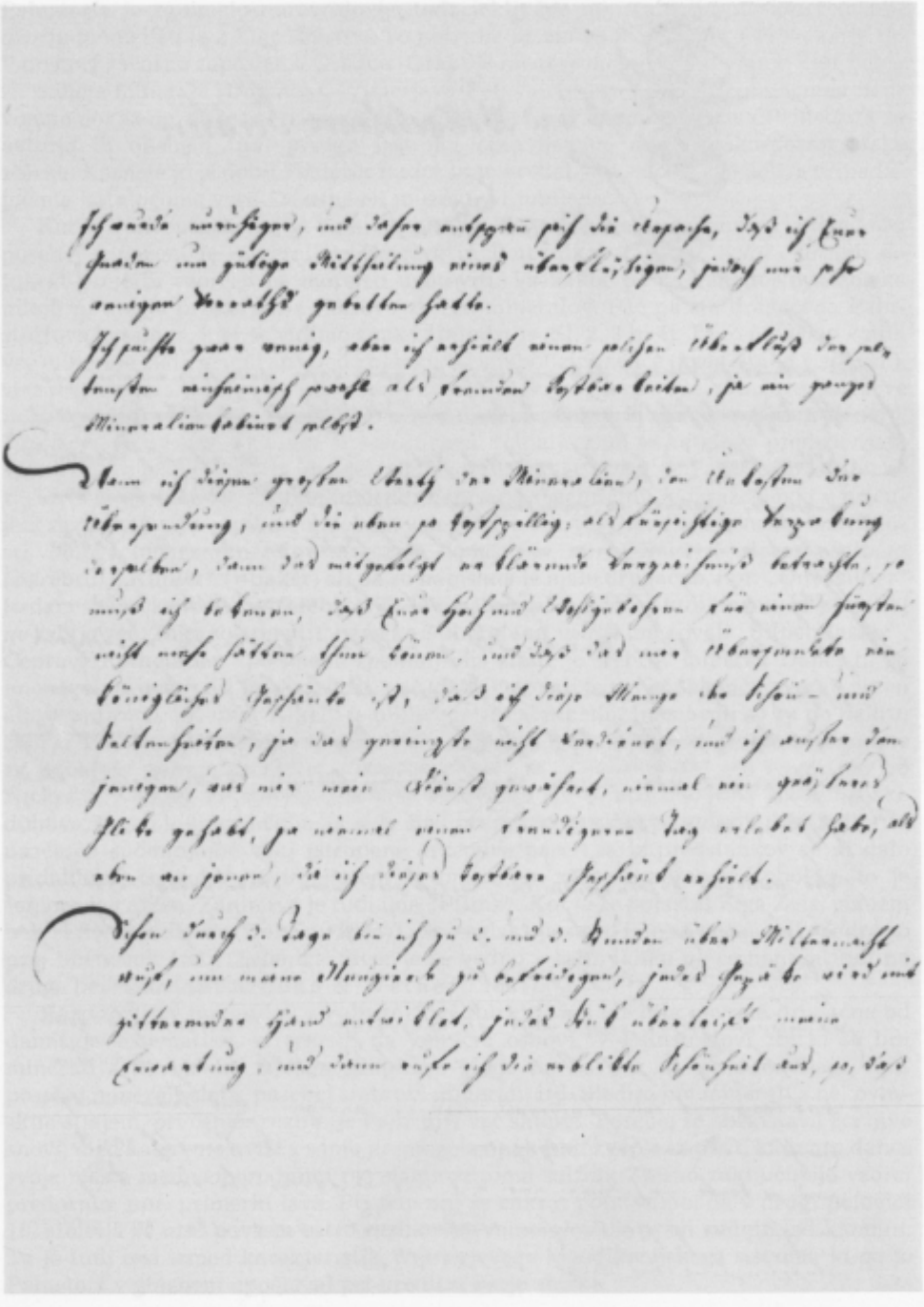
Ker so v inventarni knjigi Kranjskega deželnega muzeja Rudolfinuma iz leta 1890 posebej označeni le minerali iz Zoisove in Potočnikove zbirke, izvora drugih do takrat prejetih vzorcev ne moremo ugotoviti. Vsekakor pa se Palnstorfova zbirka nikoli ni mogla primerjati z Zoisovo zbirko mineralov. Pač pa sta dragocena Palnstorfova kataloga, kjer še vidimo znake alkimistov (Sl. 2, 3 in 4). Tako najdemo v njih vse minerale zlata grupirane pod znakom, ki simbolizira sonce (krog s piko v sredini), srebrove minerale pa pod simbolom za mesec. Bakrove, kositrove, svinčeve, železove in živo srebrove minerale zasledimo pod znaki, ki so jih prej enačili s planeti Venero, Jupitrom, Saturnom, Marsom in Merkurjem. Nadalje nam še kataloga predstavljata mineraloško terminologijo druge polovice 18. stoletja, ko je Palnstorfova zbirka v glavnem nastala. Ker sta dokumenta napisana v nemščini, je izrazoslovje v pričujoči razpravi bolj podrobno obdelano v nemškem tekstu. Omenimo le nekaj značilnosti. Mnoga imena mineralov ustrezajo današnjim, npr. „Gold" (=zlato), „Silber" (=srebro), „Kupfer" (=baker) ali pa so napisana le malo drugačno, npr. „Queksilber" (=danes Quecksilber, živo srebro). Toda v katalogih najdemo tudi imena, ki jih sedaj ne rabijo več. Tako so argentit, nemško Silberglanz, nekoč imenovali „Silberglaserz". Čeprav „Rothgülden" po imenu spominja na zlato, je srebrov mineral. Danes bi ga imenovali proustit ali pa pirargirit, pač glede na to ali je v njem kemično vezan arzen ali pa antimon. „Kupfer Nikel" je nikljev mineral nikelin. Imenovali so ga po bakru, čeprav rudnina, kot danes vemo, ne vsebuje bakra. „Glanzkobolt" je starodavno ime za kobaltov mineral kobaltin. "Kupfer Nikel" in „Glanzkobolt" sta izpeljanki od Nickel in Kobold. Po starem ljudskem verovanju naj bi bila hudobna podzemeljska duhova, ki naj bi povzročala, da se je širil pri praženju sicer po videzu obetavnih rud na česen spominjajoč vonj (strupene arzenove pare!), a iz preostankov se ni dalo pridobivati cenjenih kovin. Potem še omenimo „Arsenikalischer Kobold", to je samoroden arzen. Zanimivo je tudi ime „Pflinz". Kot je že pojasnil Žiga Zois, pomeni beli različek siderita (B e l a r, 1894). „Spiesglas" je staro ime za antimonit. Sadro so prej imenovali tudi „Selenit". Sicer je še vedno v rabi, lahko pa se nanaša tudi na druge bele snovi (S c h r ö c k e & W e i n e r, 1981).

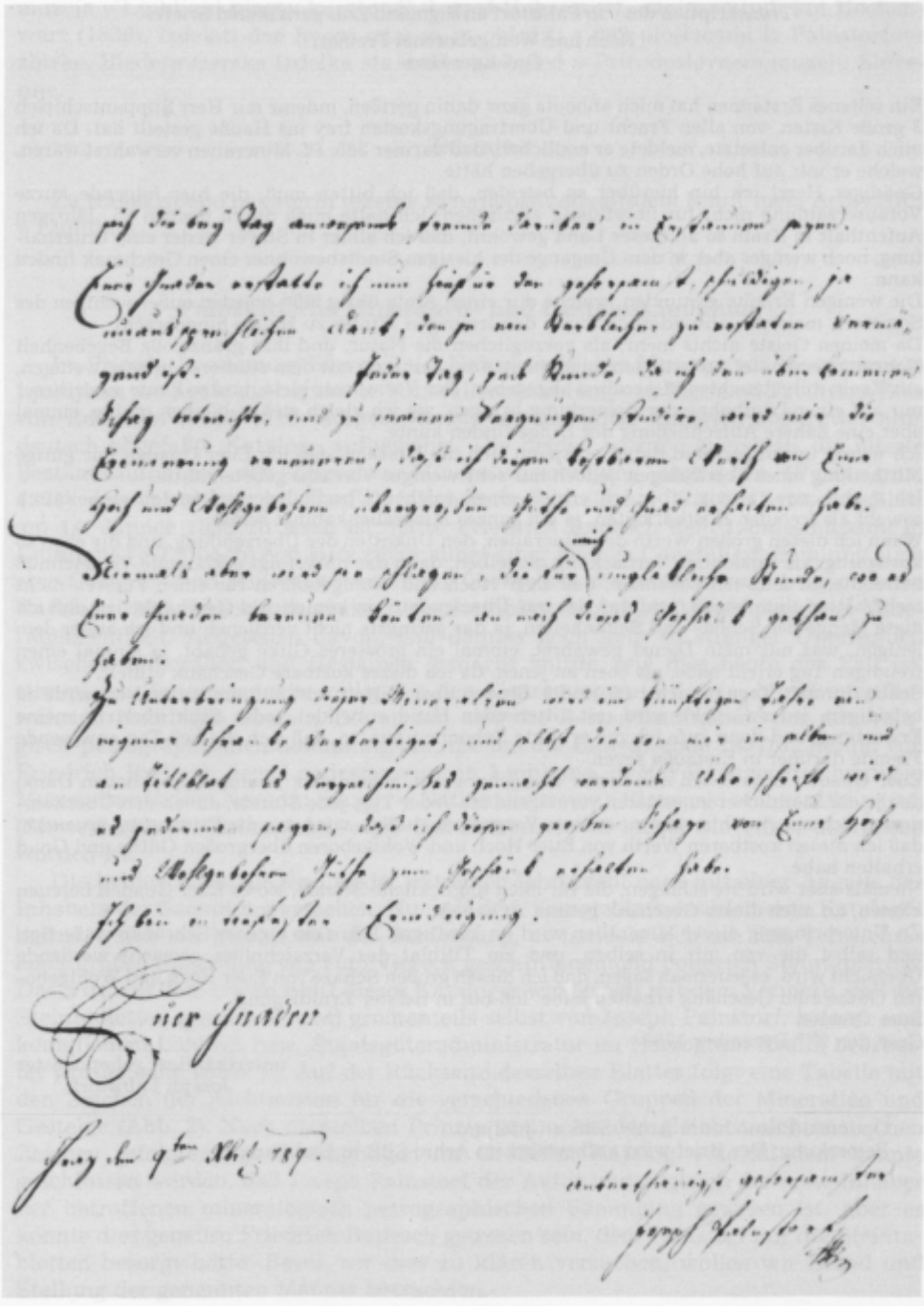
Razporeditev mineralov v Palnstorfovi zbirki je seveda bila povsem drugačna od današnje sistematike, ki temelji na kemični osnovi. V Palnstorfovi zbirki so bili minerali s kovinskim sijajem grupirani glede na kovine, ki jih sestavljajo, npr. posebej minerali zlata, posebej srebrovi minerali, itd. Sledijo jim minerali z nekovinskim sijajem, pri čemer razlikuje Palnstorf več skupin. Posebej še obravnava gorljive snovi, med katere ne uvršča samo premoge ampak tudi žveplo in pirit, ki imata danes svoje mesto med samorodnimi prvinami oziroma sulfidi. Zbirko zaključujejo vzorci predornin, npr. primerki lave. Pri tem naj še enkrat poudarimo, da v drugi polovici 18. stoletja še niso povsem ostro razlikovali mineralov, se pravi rudnin, od kamnin. To je tudi ena izmed karakteristik Wernerjevega klasifikacijskega sistema, ki ga je Palnstorf v glavnem upošteval pri ureditvi svoje zbirke.

Original Palnstorfovega pisma Žigi Zoisu

Original des Briefes von Palnstorf an Sigmund Zois







Transkripcija Palnstorfovega pisma Žigi Zoisu

Transkription des von Palnstorf an Sigmund Zois gerichteten Briefes

Hoch und Wohlgeborener Freiherr!
Gnädiger Herr!

Ein seltenes Erstaunen hat mich anheute ganz dahin gerißen, indeme mir Herr Suppantschitsch 3 große Kisten, von allen Fracht und Übertragungskosten freÿ ins Hauße gestellt hat. Da ich mich darüber entsetzte, meldete er endlichen, daß dariner 365. Pf. Mineralien verwahret wären, welche er mir auf hohe Orden zu übergeben hätte.
Gnädiger Herr! ich bin hierüber so betrefen, daß ich bitten muß, die hier folgende kurze Vorauserzählung nicht für überflüssig anzusehen. Ich hatte mich durch meinen 25. Jährigen Aufenthalt in Krain so an dieses Land gewöhnt, daß ich alhier in Steÿerweder eine Unterhaltung, noch weniger aber in dem Umgange der hiesigen Stadtsbewohner einen Geschmak finden kann.
Die wenigen Erholungsstunden, welche mir einen Amte übrig läßt, wurden außer wenigen des Sommers, meistens, absonderlich durch den traurigen Winter zu Hauße hingebracht.
Da meinen Geiste nichts mehr, als vorzüglichen die Natur, und ihre gränzeloße Begebenheit Nahrung verschafet, so hatte ich mich schon eine Zeit lang mit dem studieren meiner wenigen, aus Krain mitgebrachten Mineralien abgegeben. Der Vorrat war klein, und so konte mich dieser nur auf einer Laufbahne der Bemerkung bringen, wo ich gleich stehen bleiben mußte, einmal aber eine nähere Aufschließung der Dinge finden kunte.
Ich wurde unruhiger, und daher entspann sich die Ursache, daß ich Euer Gnaden nur gütige Mittheilung eines überflüßigen, jedoch nur sehr weniger Vorraths gebeten hatte.
Ich suchte zwar wenig, aber ich erhielt einen solchen Überfluß der seltensten einheimisch sowohl als fremden Kostbarkeiten, ja ein ganzes Mineralienkabinet selbst.
Wann ich diesen großen Werth der Mineralien, den Unkosten der Übersendung, und die eben so kostspillig, als fürsichtige Verpackung derselben, dann das mitgefolgt erklärende Verzeichnüß betrachte, so muß ich bekennen, daß Euer Hoch und Wohlgebohren für einen Fürsten nicht mehr hätten thun könen, und daß das mir Übersendete ein königliches Geschänke ist, daß ich diese Menge der Schön- und Seltenheiten, ja das geringste nicht verdienet, und ich außer dem jenigen, was mir mein Dienst gewähret, einmal ein grösseres Glike gehabt, ja einmal einen freudigen Tag erlebt habe, als eben an jenen, da ich dieses kostbare Geschänk erhielt.
Schon durch 3. Tage bin ich zu 2. und 3. Studen über Mitternacht auf, um meine Neugierde zu befridigen, jedes Gepäke wird mit zitterenden Hand entwiklet, jedes Stük übertrift meine Erwartung, und dann rufe ich die erblikte Schönheit aus, so, daß sich die beÿ Tag anwesende Fremde darüber in Erstauen seyen.
Euer Gnaden erstatte ich nun hiefür den gehorsamst, schuldigen, ja unaussprechlichen Dank, den je ein Sterblicher zu erstaten vermögend ist. Jeder Tag, jede Stunde, da ich den Überkommenen Schaz betrachte, und zu meinen Vergnügen studire, wird mir die Erinnerung erneuern, daß ich diesen kostbaren Werth von Euer Hoch und Wohlgeboren übergroßen Güthe und Gnad erhalten habe.
Niemals aber wird sie schlagen, die für mich unglickliche Stunde, wo es Euer Gnaden bereuen könten, an mich dieses Geschänk gethan zu haben.
Zu Unterbringung dieser Mineralien wird im künftigen Jahre ein eigener Schranke verfertigt, und selbst die von mir in selben, und am Titlblat des Verzeichnißes gemacht werdende Übersicht wird, es jederman sagen, daß ich diesen großen Schaze von Euer Hoch und Wohlgeboren Güthe zum Geschänk erhalten habe. Ich bin in tiefster Ernidrigung.
Euer Gnaden
Graz den 9ten Dezember 1789

unterthänligst gehorsamster
Joseph Palnstorf

Opomba: Pismo hrani Arhiv SRS v Ljubljani.
Bemerkung: Der Brief wird aufbewahrt im Arhiv SRS in Ljubljana.

Na koncu naj še povemo, da je dal v prvih letih obstojanja nekdanjega Deželnega muzeja v Ljubljani njegov kurator F. J. grof Hohenwart, napisano tudi kot Hochenwart (1836), izdelati dve leseni mizi in ju obložiti s 392 ploščicami iz Palnstorfove zbirke. Biedermeierska izdelka sta danes na ogled v Prirodoslovnem muzeju Slovenije.

Zahvala

Za transkripcijo nekaterih tekstov se najlepše zahvaljujem Emi Umek, Arhiv SRS v Ljubljani.

Palnstorfsche Mineralien- und Gesteinssammlung

Im Prirodoslovni muzej Slovenije (= Naturkundliches Museum von Slowenien) in Ljubljana, wo heute die berühmte Mineraliensammlung von Sigmund Freiherrn Zois von Edelstein (1747–1819) ausgestellt ist, werden unter anderem auch zwei alte, deutsch abgefaßte Kataloge aufbewahrt. Die beiden wurden zuerst als die älteste Bestandsaufnahme der Zoisschen Mineraliensammlung angesehen (Faninger, 1971), was sich aber inzwischen als falsch herausgestellt hat. Wie im Illyrischen Blatt am 14. Jänner 1832 zu lesen ist, hatte Friedrich Rudesch dem Landesmuseum in Ljubljana (= Laibach) erst kurz zuvor außer einer kleinen Conchiliensammlung auch eine Gesteins- und Mineraliensammlung übergeben, die laut der zwei beigegebenen Kataloge 1330 viereckig zugeschnittene Steinplatten und 2429 Exemplare von Mineralien enthält. Abgesehen davon, daß damals noch kein so strenger Unterschied zwischen Mineralien und Gesteinen gemacht wurde, wie dies heute der Fall ist, stimmt die Zeitungsangabe völlig mit den Eintragungen in den im Museum aufbewahrten Katalogen überein. Sie stellen also die Bestandsaufnahme der mineralogisch-petrographischen Sammlung dar, die um die Jahreswende 1831/32 herum von Friedrich Rudesch dem Landesmuseum in Ljubljana, dem Vorgänger der heutigen Museumsanstalten Narodni muzej (= Nationalmuseum), Slovenski etnografski muzej (Slowenisches Volkskundemuseum) und Prirodoslovni muzej Slovenije, übergeben worden ist.

Die beiden Kataloge sind weder mit einer Jahreszahl noch mit einer Angabe des Inhabers der Sammlung versehen. Nur auf dem Vorsatzblatt des kleineren Kataloges befindet sich ein Etikett mit der Bemerkung, es handele sich um das Verzeichnis einer großen Sammlung von zum Viereck geschliffenen und polierten Steintabletten. Das wird auf dem ersten Blatt dieses Kataloges wiederholt mit dem Vermerk, daß die Steintabletten gesammelt und größtenteils selbst von Joseph Palnstorf, kaiserl. und königlichem Landrat bzw. Staatsgüteradministrator im Herzogtum Krain, bearbeitet worden sind (Abb. 1). Auf der Rückseite desselben Blattes folgt eine Tabelle mit den Zeichen der Alchimisten für die verschiedenen Gruppen der Mineralien und Gesteine (Abb. 2). Nach demselben Prinzip und unter den gleichen alchimistischen Zeichen erfolgten die Eintragungen im Größeren Katalog. Aus all dem könnte geschlossen werden, daß Joseph Palnstorf der Autor und zugleich der erste Inhaber der betroffenen mineralogisch petrographischen Sammlung gewesen ist, aber es könnte dies genauso Friedrich Rudesch gewesen sein, dem Palnstorf nur die Steintabletten besorgt hätte. Bevor wir dies zu klären versuchen, wollen wir Stand und Stellung der genannten Männer betrachten.

Wie aus dem schon erwähnten Zeitungsbericht noch zu entnehmen ist, war Friedrich Rudesch Guts- und Hausbesitzer; außerdem hatte die Familie Rudesch noch einen besonders guten Namen in der slowenischen Kulturgeschichte. Friedrich Rudesch befaßte sich mit den Naturwissenschaften, war aber dabei ausgesprochen zoologisch interessiert. Dies geht aus einer am 22. Oktober 1836 im Illyrischen Blatt veröffentlichten Anzeige vom Hinscheiden des Friedrich Rudesch hervor, in welcher sich das Kuratorium des Landesmuseums in Ljubljana bei dem Verstorbenen noch insbesondere bedankt für die ansehlichen Beiträge aus dem Gebiet der Zoologie. Dagegen handelt es sich bei Joseph Palnstorf, wie wir bereits erfahren haben, um einen höheren Staatsbeamten in Krain, der wie noch aus dem Instanzen-Schematismus, z. B. für das Jahr 1803, zu entnehmen ist, auch in der Landeshauptstadt Ljubljana lebte. In diesen Jahresberichten erscheint sein Name zum letztenmal im Jahre 1806. Joseph Palnstorf befaßte sich mit der Mineralogie und stand in diesen Sachen in enger Beziehung zu Sigmund Zois. Dies bekundet deutlich ein am 9. Dezember 1789 von Palnstorf während einer zeitweiligen Amtstätgkeit in Graz (Steiermark) abgefaßter Brief, in welchem er sich bei Zois schönstens bedankt für die von ihm erhaltenen Mineralien (Anhang). Der Vergleich des Briefes mit den hier behandelten Katalogen bringt deutlich zu Tage, daß alle von derselben Hand geschrieben worden sind. So muß Joseph Palnstorf als der Autor und zugleich auch als der erste Inhaber der hier besprochenen mineralogisch petrographischen Sammlung angesehen werden. Diese wurde später von Friedrich Rudesch erworben, und wie bereits mitgeteilt, samt den dazugehörigen Katalogen dem Landesmuseum in Ljubljana übergeben.

Da in dem im Jahre 1890 abgefaßten Inventarbuch des einstigen Krainischen Landesmuseums Rudolfinum nur die aus den Sammlungen von Zois und Potočnik stammenden Mineralien mit besonderen Abkürzungen versehen sind, kann die Herkunft der übrigen bis damals erhaltenen Mineralien nicht ermittelt werden. Jedenfalls konnte sich aber die Palnstorfsche Sammlung nicht mit der Zoisschen vergleichen. Von wissenschaftlichem Interesse sind jedoch die beiden Kataloge der Palnstorfschen Sammlung, denn es kommen darin noch die von den Alchimisten verwendeteten Zeichen vor. So stehen darin die Goldmineralien unter dem Zeichen der Sonne (Kreis mit einem Punkt in der Mitte) und die Silbermineralien unter dem des Mondes. Die Mineralien des Kupfers, Zinns, Bleis, Eisens und Quecksilbers stehen der Reihe nach unter den Zeichen der Planeten Venus, Jupiter, Saturn, Mars und Merkur. Ferner ermöglichen uns die Palnstorfschen Kataloge einen Einblick in die mineralogische Terminologie der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts, als der Größtteil der Sammlung entstanden ist. Bei der nun folgenden Besprechung folgen wir den Eintragungen im größeren Katalog. Beim bloßen Aufzählen von Mineralien schreiben wir ihre Namen in der vorliegenden Arbeit unter Anführungszeichen in transkribierter Form. Auch bei der Angabe von Fundstätten bleibt die Schreibweise dieselbe wie im Katalog, obwohl in manchen Fällen ihre Namen heute etwas anders geschrieben werden oder überhaupt anstatt dieser neue Ortsbezeichnungen auftreten können. Als Beispiele aus dem Katalog nennen wir »Schemniz« und »Kremniz« in »Hungarn«. Es handelt sich um die auf dem Gebiet des einstigen Ungarns gelegenen Ortschaften bzw. Berkwerke Schemnitz und Kremnitz. Heute liegen sie in der Slowakei und werden Banská Štiavnica und Kremnica genannt.

Die Eintragungen im großen Katalog beginnen mit dem Gold. Bei den 31 unter dem alchimistischen Zeichen für das Gold bzw. der Aufschrift »Gold« angeführten handelt es sich zum Teil um »gediegenes Gold«, teilweise um »vererztes Gold«. In

einem Falle ist das »vererzte Gold« näher als »Gelberz, Kattunerz« angegeben. Jedenfalls, »Gelberz« ist ein alter Name für den Goldtelurid Krennerit (Tschermak, 1905). Die meisten Exemplare der Goldmineralien stammen aus Siebenbürgen mit den berühmten Lagerstätten Nagyag und Vöröspatak, heute unter den rumänischen Namen Săcărîmb und Roşia Montana bekannt. Auch in der benachbarten, heute ebenfalls in Rumänien liegenden Provinz Banat grub man in Orawiza, jetzt Oravita, nach Gold. Ferner werden als Fundstätte der in der Palnstorfschen Sammlung vorkommenden Goldmineralien Kremniz, das Zillertal in Tirol und Beresow in Sibirien genannt.

Unter der Aufschrift »Silber« und dem alchimistischen Zeichen des Mondes gibt es 50 Eintragungen im Katalog. Es handelt sich um: »gediegenes Silber, Silberglaserz, Silberhältiger Kieß, Silberglanzerz, Silber Röschgewächs, Rothgülden, Silber rothgülden Erz, Weißgülden, Silber = Fahlerz, Silber = Tigererz, Silber Leberezt, Harsilber«. Die alten Bezeichnungen »Silberglaserz« und »Silberglanzerz« entsprechen der des heutigen Argentit, deutsch Silberglanz. Mit »Silber Röschgewächs« meinten die sächsischen und siebenbürgischen Bergleute das später nach dem mineralogisch interessierten Erzherzog Stephan von Österreich benannte Mineral Stephanit (Schröcke & Weiner, 1981). Ebenfalls einen sehr alten Namen stellt das »Rothgülden« bzw. »Silber rothgülden Erz« dar. Obwohl selbst die Bezeichnung dieses edlen Silbererzes an Gold erinnert, ist darin kein Gold enthalten. Später stellte es sich heraus, daß es ein arsen- und ein antimonhaltiges »Rothgülden« gibt. Das erste wird jetzt Proustit, das andere Pyrargirit genannt. Mit »Weißgülden« bezeichnetete man einst ein silberhaltiges Fahlerz. Die meisten Stufen der in der Palnstorfschen Sammlung enthaltenen Silbererzmineralien stammten aus der einst zu Ungarn gehörigen Slowakei. An silberreichtum konnten sich rühmen die Bergwerke Schnemniz und Kremniz. Ebenfalls fand man Silbererze in den Bergwerken Freiberg in Sachsen, Ratiborschiz in Böhmen und Allemont in Frankreich.

Es gibt 71 Eintragungen von Kupfermineralien, die unter der Aufschrift »Kupfer« gruppiert sind. Ihre Namen lauten: »gediegenes Kupfer, Kupferkieß, rothes Kupferglas, grüne Kupfer = Okern, blaue Kupfer = Okern, Schwarz Kupfererz, Kupfer = Fahlerz, Kupferblau, Kupferlasur, Malachit, Kupfer Nikel«. Beim »Kupfer Nikel« handelt es sich um Nickelin bzw. Rotnickelkies, wie heute dieses Nickelmineral genannt wird. Man hielt es seiner Farbe wegen zuerst für ein Kupfererz, da man aber daraus das Metall nicht gewinnen konnte, so beschimpften es die Bergleute mit »Kupfer Nikel« (Kobell, 1864). Über die alten das Wort »Nikel« bzw. Nickel enthaltenden Mineraliennamen wird noch näher im Zusammenhang mit den Kobaltmineralien die Rede sein. Die meisten Stufen der Kupfermineralien in der Palnstorfschen Sammlung stammten aus dem Banat und zwar aus den Bergwerken Orawiza und Dognaska, heute Oravita und Dognecea genannt.

Die unter der Aufschrift »Zinn« vorkommenden 14 Exemplare werden durch »schwarzes Zinnerz« und »Zingraupen« vertreten. Die meisten Stufen stammen aus Schlagenwald, heute Horni Slavkov, in Böhmen.

Nun folgen 37 Eintragungen von Bleimineralien, die unter der Aufschrift »Blei« vereinigt sind. Darunter werden »Bleiglanz« und »Bleispat« erwähnt. Auch eine Stufe von »Pyramidal Bleierz« aus Bleiberg in Kärnten wird dabei noch erwähnt. Gewiß wurde damit das später nach F. X. Wulfen benannte Mineral Wulfenit gemeint, der als Begleitmineral des Bleiglanzes für die kärntnerischen Blei-Zinklagerstätten so charakteristisch ist. Mit den von Palnstorf als »Bleispat« eingetragenen Mineralien muß aber vorsichtig vorgegangen werden. Bei dem näher als »Bleispat,

gelber, kristalisirt, in 4. 8. und mehrseitigen Täfelchen« von Bleiberg in Kärnten handelt es sich sicherlich wiederum um Wulfenit. Auch Wulfen selbst beschrieb 1785 dieses schon längst als Gelbbleierz bekannte Mineral mit dem Namen »Bleyspat« (Meixner, 1951). Anders ist der Fall mit den näher als »Bleispat weißer in stralichten Säulen« von Zellerfeld am Harz und »Bleispat, grüner, kristalinischer« von Freiburg aus »Vorder = Österreich« erwähnten Erzmineralien. Die Beschreibungen wie auch die Fundortangaben deuten im ersten Falle auf Cerussit, im zweiten dagegen auf Pyromorphit.

In der Gruppe »Eisen« gibt es sogar 129 Eintragungen. Es wurden angeführt- »Magnet, Retraktorisches Eisenerz, Eisenglimmer, Blutstein, Hemalit, Eisenstein, Eisen Adler, Eisen = Adlerstein, Klapperstein, Eisen = Bohnenerz, Glaskopf, Eisen Mogl, Waßererz, Eisen = Lebererz, Pflinz, Eisenleberkieß«. Die Bezeichnung »Pflinz« bezieht sich, wie es schon Sigmund Zois erläutert hat, auf die weiße Eisenspatvarietät (Belar, 1894). Mit »Magnet« wurde gewiß Magnetit gemeint. Proben dieses wertvollen Eisenerzminerals kamen von der Insel Elba und aus Mißling, heute Mislinja in Slowenien.

Die unter der Aufschrift »Queksilber« vorkommenden 31 Eintragungen beziehen sich auf die folgenden Quecksilbermineralien: »gediegenes Queksilbererz, Stahlerz, Lebererz, Zinober«. Als deren Fundstätte wird meist Idria, heute Idrija, in Krain erwähnt.

Es folgt nun die Gruppe »Zink« mit 26 Eintragungen von Zinkmineralien. Dabei werden »Zinkblende« und »Zinkspat« erwähnt. Als Fundstätte fungieren die Bergwerke Bleiberg, Schemniz und Kremniz.

Unter der Aufschrift »Arsenik« befinden sich 11 Eintragungen von Arsenmineralien (Abb. 3). Sie werden bezeichnet als »arsenikalischer Scherbenkobolt, gelber Arsenikkalk, rother Arsenikkalk, arsenikalischer rother Schwefel, arsenikalischer Kieß«. Als Synonim für das Mineral »gelber Arsenikkalk« wird »Operment« angegeben und an Stelle »rother Arsenikkalk« wird auch »Rauschgelb« angeführt. Die alte Bezeichnung »gelber Arsenikkalk« entspricht dem Auripigment und »rother Arsenikkalk« dem Realgar. Auch »rother arsenikalischerr Schwefel« konnte nichts anderes als Realgar bedeutet haben. Dafür spricht auch die Angabe der Fundstätte Jauernburg, heute Javornik, in Krain, wo Realgar als Begleitmineral des Bleiglanzes festgestellt wird. Die Bezeichnung »arsenikalischer Scherbenkobolt« bezog sich auf gediegenes Arsen. Unter »arsenikalischer Kieß« bzw. »Mißzikel« verstand Palnstorf das heute als Arsenopyrit, Arsenkies oder Mißpickel bezeichnete Mineral (Kobell, 1864).

Die 15 Antimonmineralien wurden unter der Aufschrift »Spiesglas« eingetragen. Sie werden näher als »Spiesglanz, Spiesglas oder Antimonium, rothes Spiesglas« bezeichnet. Sicherlich stellt der »Spiesglanz« das heute als Antimonit bezeichnete Mineral dar. Da in diesem Verzeichnis die Bezeichnung »gediegenes Spiesglas« nicht auftritt, konnte das »Spiesglas« auch nichts anderes als Antimonit gewesen sein. Aber beim Mineral »rothes Spiesglas« handelte es sich gewiß um Kermesit. Die meisten Stufen der Antimonmineralien stammten aus dem einstigen Ungarn.

Es folgen die unter der Aufschrift »Kobolt« vorkommenden Mineralien (Abb. 4). Mit »Glanzkobolt« und »rothe Koboltblühe« wurden gewiß die Kobaltmineralien Cobaltin und Erithrin gemeint. Welche Mineralien die Bezeichnungen »dichtes weißes Kobolterz, Scherbenkobolt, Giftkobolt, Knospiger Kobolt, Graupenkobolt, Aehrenförmiger Kobolt, schwarze Koboltblühe«, ferner »blau, grüne Koboltokern« darstellten, konnte nicht erraten werden. Nur beim »Scherbenkobolt« läßt sich vermu-

ten, es handele sich um gediegenes Arsen. Jedenfalls leiten sich die in den Palnstorfschen Katalogen angeführten das Wort »Kobolt« und »Nikel« enthaltenden Mineraliennamen von Kobold und Nickel ab, dem alten Volksglauben nach bösen Erdgeistern, die man dafür verantwortlich gemacht hat, daß die entsprechenden dem Aussehen nach vielversprechenden Erze beim Rösten einen an Knoblauch erinnernden Geruch entwickelten (giftige arsenhaltige Dämpfe!) und daß man aus den Rückständen in den damaligen Zeiten keine wertvollen Metalle gewinnen konnte.

Die unter der Aufschrift »Kieselartige Steine« erfolgten Eintragungen entsprechen größtenteils den Mineralien der Quarzgruppe. Eintragungen gibt es 453. Meist handelt es sich um Mineralien der Quarzgruppe, wie etwa »Quarz, Kalzedon, Jaspis, Karneol, Onix, Avanturin, Achat, Opal«. Zu den »kieselartigen Steinen« wurden auch Mineralien gerechnet, die heute als Silikate bezeichnet werden: »Granat, Zeolit, Lasurstein, Turmalin«. Auch Namen von magmatischen Gesteinen findet man darunter: »Granit, Sienit, Obsidian«.

Es folgen »Thonartige Erden und Steine«. Es kommen 85 Eintragungen in dieser Gruppe vor. Es sind darunter »verschieden gefärbte Thonarten, Talg, Speckstein, Amiant, Serpentin, Asbest, Bergleder, Glimmer« vertreten. Nach der heutigen Systematik dürften in dieser Gruppe nur die Tone vorkommen, die übrigen Bezeichnungen stellen Silikate dar.

Am reichsten an Exemplaren ist die Gruppe »Kalkartige Steine«. Es gibt deren 1326. Am häufigsten findet man darunter verschiedene Marmore, selbstverständlich fehlt nicht ter Kalkspat, aber auch der »Schwärspat« und »Flusspat« wurden in diese Gruppe eingereiht.

In der Gruppe »Gipsartige Steine« mit 36 Eintragungen sind »Gipsspat, Schwärspat, Selenit« zu finden. Selenit ist eine andere Bezeichnung für Gips, aber es Können darunter auch andere weiße Substanzen verstanden werden (Schröcke & Weiner, 1981).

Es folgt die Gruppe »Brennbare Körper«. Man findet darunter nicht nur »Erdpech, Holzkohle unterirdische, Steinkohle«, wie zu erwarten, sondern auch »Schwefel« und »Schwefelkießkristallen«, die in der heutigen Systematik zu den Elementen bzw. Sulfiden gerechnet werden. Man darf sich nicht darüber wundern. Die Wernersche Systematik, die in wesentlichen Zügen von Palnstorf befolgt worden ist, basierte auf den äußeren Kennzeichen der Mineralien. Außerdem reihte. A. G. Werner noch manches unter den Mineralien ein, was nicht in die Mineralogie gehört. Darunter befinden sich jedenfalls die verschiedenen Kohlenarten, das Erdpech und der schon unter den »kieselartigen Steinen« erwähnte Obsidian.

In der letzten Gruppe »Vulkanische Körper« sind 36 Exemplare vorhanden. Es handelt sich um »Auswürfe des Vesufs, Lava, vulkanisches Glas«.

Am Schluß soll noch vermerkt werden, daß in den ersten Jahren des Bestehens des einstigen Landesmuseums in Ljubljana dessen Kurator F. J. Graf Hohenwart, auch Hochenwart geschrieben (1836), zwei hölzerne Tische fertigen und mit 382 Tabletten aus der Palnstorfschen Sammlung belegen ließ. Die beiden Biedermeier-Erzeugnisse werden heute im Prirodoslovni muzej Slovenije zur Besichtigung aufgestellt.

Danksagung

Für die Transkription einiger Texte bedanke ich mich schönstens bei Ema Umek, Arhiv SRS in Ljubljana.

Literatura

Balar, A. 1894, Freiherr Sigmund Zois' Briefe mineralogischen Inhalts. Mittheilugen des Musealvereins für Krain, Siebenter Jahrgang, Zweite Abteilung: Naturkundlicher Theil, 120–134, Laibach.

Faninger, E. 1971. Zoisova zbirka mineralov. Argo, X/2, 201–211, Ljubljana.

Hochenwart, F. J. v., 1836, Leitfaden für die das Landes = Museum in Laibach Besuchenden. Laibach.

Instanzen Schematismus vom Herzogthume Krain. Nebst Kalender für das Jahr 1803. Laibach, gedruckt bey Leopold Eger k. k. Buchdrucker.

Kobell, F. v., 1864, Geschichte der Mineralogie. Von 1650–1860. Literarisch = artistische Anstalt der J. G. Cottaschen Buchhandlung, München.

Meixner, H. 1951, Geschichte der mineralogischen Erforschung Kärntens. Carinthia II, Jahrgang *61*, 16–35, Klagenfurt.

Schröcke, H. & Weiner, K. L., 1981, Mineralogie. Walter de Gruyter, Berlin.

Tschermak, G. 1905, Lehrbuch der Mineralogie. Alfred Hölder, Wien.

GEOLOGIJA *31, 32*, 609–615 (1988/89), Ljubljana

UDK 930.55.549=30

Neue Daten über die Entdeckung des Zoisits

Novi podatki o odkritju zoisita

Ernest Faninger
Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

Auszug

Die vorliegende Arbeit stellt die Fortsetzung der vom selben Autor im Jahre 1985/86 veröffentlichten Abhandlung über die Entdeckung des Minerals Zoisit dar, Anlaß dazu gab die unlägst gefundene Zoissche Kartothek.

Sigmund Zois (1747–1819) erhielt schon im Jahre 1797 die ersten Proben des unbekannten auf der Saualpe in Kärnten gefundenen und später ihm zu Ehren Zoisit benannten Minerals. Sie wurden ihm vom Mineralienhändler Preschern, wahrscheinlich Simon Preschern, gebracht, doch bei dem Mann, welchen Sigmund Zois wegen des unbekannten Minerals im Sommer 1804 auf die Saualpe schickte, handelt es sich höchstwahrscheinlich um Georg Preschern, dem vermutlichen Bruder von Simon Preschern. Bevor dieses Mineral 1805 Zoisit benannt worden ist, lief es unter dem Namen Saualpit. Derselbe Name bezog sich eine Zeitlang auch auf das ebenfalls auf der Saualpe vorkommende Mineral Karinthin.

Kratka vsebina

Pričujoče delo predstavlja nadaljevanje od istega avtorja leta 1985/86 objavljene razprave o odkritju minerala zoisita, povod za to pa je dala nedavna najdba Zoisove kartoteke.

Žiga Zois (1747–1819) je prejel že leta 1797 prve vzorce neznanega, na Svinji na Koroškem najdenega in kasneje njemu na čast imenovanega minerala zoisita. Prinesel mu jih je trgovec z minerali Prešern, verjetno Simon Prešern, vendar človek, ki ga je Žiga Zois zaradi neznanega minerala poslal poleti 1804 na Svinjo, je bil po vsej verjetnosti Jurij Prešern, domnevni brat od Simona Prešerna. Predno so ta mineral 1805 imenovali zoisit, so ga poznali kot saualpit. Isto ime so nekaj časa uporabljali tudi za mineral karinthin, ki se prav tako pojavlja na Svinji.

Bekanntlich wurde laut Hoffmanns (1811) Bericht der Zoisit von einem Mineralienhändler, welchen Sigmund Freiherr Zois von Edelstein (1747–1819) auf seine Kosten in Krain, Steiermark und Kärnten reisen ließ, um neue Entdeckungen zu machen, auf der Saualpe in Kärnten zuerst gefunden, und man belegte ihn anfangs mit dem sehr »unschicklichen und fehlernaft« gebildeten Namen Saualpit. Als sich Sigmund Zois aufgrund der ihm gebrachten Proben vergewissert hatte, daß es sich tatsächlich um ein bis dahin noch unberkanntes Mineral handelte, verständigte er zwei prominente Wissenschaftler, A. G. Werner in Freiberg und M. H. Klaproth in

Berlin, und stellte ihnen zugleich auch Proben zu. Ebenfalls wurden Proben des unbekannten Minerals an D. L. G. Karsten in Berlin gesandt. Werner und Klaproth antworteten Zois 1805 in dem Sinne, daß er ein neues Mineral entdeckt habe, wobei Klaproth noch hinzufügte, daß er, Karsten und Werner beschlossen hätten, dieses Mineral Zoisit zu nennen. Der Name Zoisit trit in der Literatur erstmals 1805 im Zusammenhang mit der Bekanntgabe der neuesten Veränderungen im Werners Mineralsystem auf (Moll, 1805, 453). Deshalb wird Werner als der Namensgeber des zu Ehren von Sigmund Zois benannten Minerals angeführt, obwohl Werner die diesbezüglichen Untersuchungsergebnisse nirgends veröffentlicht hat. Dagegen veröffentlichte Klaproth (1806) ein Jahr später seine chemische Untersuchungen des Zoisits von der Saualpe, wobei er in seinem Artikel auch die von Karsten gemachten Ermittlungen der äußeren Charakteristika dieses Minerals miteinbezogen hatte (Hoppe, 1984; Faninger, 1987).

Es wäre interessant zu wissen, seit wann Zois schon über das auf der Saualpe gefundene unbekannte Mineral Bescheid wußte. Leider ist die entsprechende Korrespondenz zwischen Zois und Werner einerseits und Zois und Klaproth anderseits, die gegewiß Auskunft darüber geben könnte, trotz aller Bemühungen bisher unauffindbar geblieben. Die Nachricht, daß Zois im Sommer 1804 einen »eigenen Mann« auf die Saualpe schickte (Moll, 1805, 445–446), wurde entweder so gedeutet, daß dieser Mann damals absichtlich wegen des unbekannten Minerals dorthin geschickt worden sei (Kidrič, 1939, 26), aber auch so daß es sich damals nur um eine im Auftrag des Freiherrn routinenmäßige Begehung gehandelt habe, wobei ihm das erstemal Proben des unbekannten Minerals gebracht wurden (Faninger, 1983, 26). Das Problem konnte jetzt gelöst werden.

Im Prirodoslovni muzej Slovenije (= Naturkundliches Museum von Slowenien) in Ljubljana wird nebst der Mineraliensammlung von Sigmund Zois auch die dazugehörige von unbekannter Hand geschriebene Kartothek aufbewahrt, worin die von der Saualpe stammenden Zoisitproben erfaßt sind. Zwei Karteiblätter sind von besonderem Interesse. Auf beiden wird der Geber bzw. Sammler angegeben, auf der einen zusätzlich noch die Jahreszahl. Der Inhalt des einen Karteiblattes lautet:

»Letztgefundener Anbruch des Epidot-Zoisit, auf der Saualpe durch Preschern. Von diesem ist die weiße blättrige Beiart von dem Lotröhre und dem Gravimeter zu untersuchen – ob es Feldspath – oder nur ganz weißer Epidot sei! Kasten...« (Abb. 1)

Dagegen ist auf dem anderen Karteiblatt zu lesen:

»Cyanit, Augit, Granat, Titan und Epidot-Zoisit, in Quarz, das eine Kluft im Hornblende-Granatfels ausfüllt, von der Mazitscher-Wiese, ob der Lavakerhütte – August 1779. Preschern. Kasten...« (Abb. 2).

Aus den beiden Dokumenten geht folgendes hervor. Sigmund Zois hat die Proben des unbekannten, später nach ihm benannten Minerals von Preschern erhalten, welcher auf der Saualpe auch eine Stelle entdeckt hat, wo dieses Mineral gesammelt werden konnte. Gewiß handelt es sich um den schon längst aufgegebenen Steinbruch auf der Prickler Halt oberhalb Kupplerbrunn, wo in einem den Eklogit durchquerenden Pegmatitgang grauweiße Zoisitstengel und rosarote Zirkone vorkommen (Meixner, 1952). Zoisit tritt aber auf der Saualpe auch in Quarzlagen zusammen mit Cyanit und Granat auf. Es wird sogar der genaue Fundort einer solchen Probe samt Jahreszahl angegeben. Es kann wohl berechtigt angenommen werden, daß das unbekannte apäter Zoisit benannte Mineral zuerst in einer Quarzlage gefunden

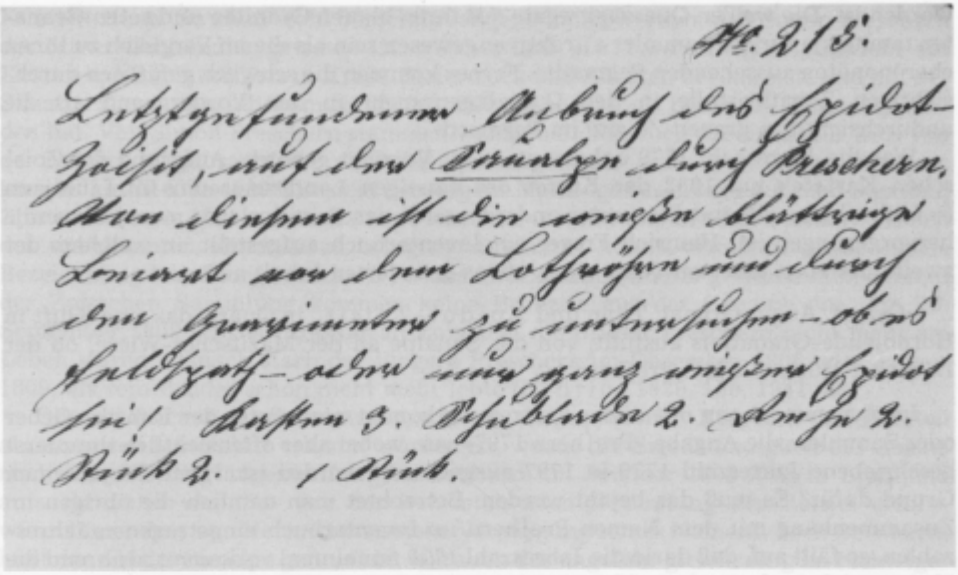


Abb. 1. Karteiblatt der Zoisschen Sammlung
Sl. 1. Kartotečni list Zoisove zbirke

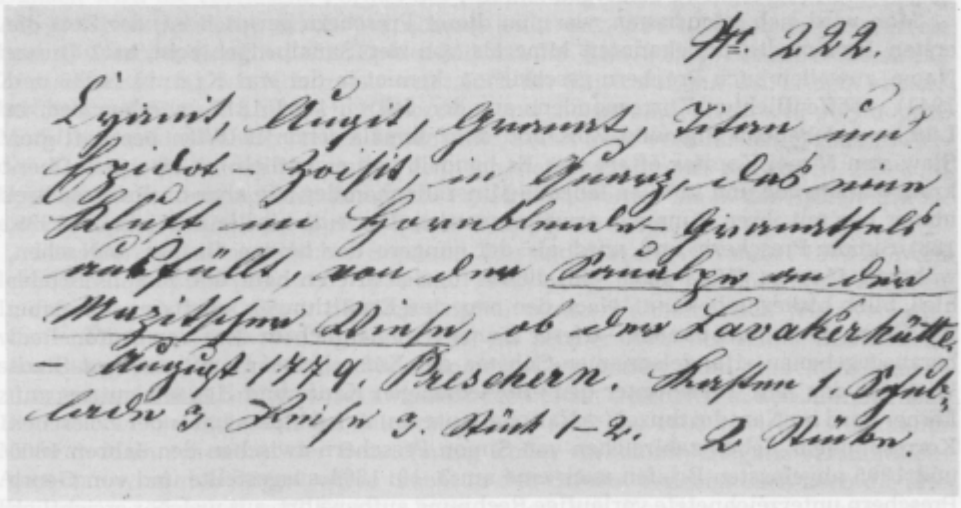


Abb. 2. Karteiblatt der Zoisschen Sammlung
Sl. 2. Kartotečni list Zoisove zbirke

worden ist. Die weißen Quarzaggregate mit ihren blauen Cyaniten und roten Granaten mußten ja für die Sammler attraktiver gewesen sein als die im Vergleich zu ihnen eher monoton aussehenden Pegmatite. Ferner kommen die schwach gefärbten durchsichtigen Zoisitkristalle in den Quarzlagen mehr in den Vordergrund als die undurchsichtigen grauen Zoisite im Pegmatit.

Was die Jahreszahl 1779 anbelangt, so ist Vorsicht geboten. Aufgrund der Zoisschen Kartotek hat 1852 der Kustos des einstigen Landesmuseums in Ljubljana (= Laibach), aus dem später unter anderem auch das Prirodoslovni muzej Slovenije hervorgegangen ist, Heinrich Freyer ein Inventarbuch aufgestellt, in welchem der zweite der eben zitierten Texte einen etwas geänderten Inhalt aufweist:

»Cyanit, Augit, Granat, Titan und Epidot-Zoisit, in Quarz, das eine Kluft in Hornblende-Granatfels ausfüllt, von der Saualpe an der Mazitscher-Wiese, ob der Lavacker Hütte, – 1797. Preſhern.«

Im Zusammenhang mit dieser Eintragung kommt noch unter der Rubrik »Geber oder Sammler« die Angabe »Preſhern 1797« vor, wobei aber offensichtlich die zuerst geschriebene Jahreszahl 1779 in 1797 ausgebessert worden ist. Hatte Freyer einen Grund dafür? Es muß das bejaht werden. Betrachtet man nämlich die übrigen im Zusammenhang mit dem Namen Preſhern im Inventarbuch eingetragenen Jahreszahlen, so fällt auf, daß darin die Jahreszahl 1779 nur einmal vorkommt, während die übrigen sich in dem relativ kleinen Intervall zwischen 1798 und 1806 häufen. Also muß die Jahreszahl 1797 als die richtige angesehen werden. Ohnehin, wie es damit schon stehen mag, erhielt Zois die ersten Proben des unbekannten, später nach ihm benannten Minerals bereits im letzten Quartal des achzehnten Jahrhunderts. Daraus folgt, daß Sigmund Zois, als er laut Molls (1805) Bericht im Sommer 1804 einen »eigenen Mann« auf die Saualpe schickte, dies deshalb tat, um noch weitere Proben des unbekannten Minerals zu bekommen. Er brauchte sie ja, um mit ihnen Werner, Klaproth und Karsten zu versorgen.

Man wird sich jetzt fragen, wer nun dieser Preschern gewesen ist, der Zois die ersten Proben des unbekannten Minerals von der Saualpe gebracht hat? Dieser Name, zuweilen auch Preſhern geschrieben, kommt in der von Kidrič (1939 und 1941) veröffentlichten Korrespondenz aus den Jahren 1808–1810 zwischen dem in Ljubljana lebenden Sigmund Zois und dem damals schon in Wien beschäftigten Slawisten Jernej Kopitar öfters vor. Es handelt sich eigentlich um zwei aus Oberkrain stammende und in Wien lebende Mineralienhändler, die aber im Briefwechsel immer nur mit ihren Zunamen erwähnt werden. Der eine hieß laut Kidrič (1939, 188) Simon Preschern und wird als der jüngere der beiden Brüder angesehen, während Gspan (1933-1952, 498) diesen für den älteren hält. Wie Simons Bruder hieß, blieb bisher unbekannt. Nach den neuesten Ermittlungen könnte es sich dabei um Georg Preschern handeln. Dieser Name tritt nämlich in dem von Anton Redl herausgegebenen »Handelsgremien-Schema der Kaiserlichen Haupt-resident-Stadt Wien für das Jahr 1808« unter den »Börsemäßigen Kauf- und Handelsleuten« auf. Ferner wird im Narodni muzej (= Nationalmuseum) in Ljubljana unter der Zoisschen Korrespondenz neben zahlreichen von Simon Preschern zwischen den Jahren 1800 und 1805 abgefassten Briefen auch eine am 3. 10. 1804 ausgestellte und von Georg Preschern unterzeichnetete vorläufige Rechnung aufbewahrt, aus welcher ersichtlich ist, daß dieser eine Reise auf die Saualpe machte, um dort, wie es darin heißt, »Bronzithe« zu sammeln. Es geht aus all dem hervor, daß Sigmund Zois hauptsächlich mit Simon Preschern, der sich bei ihm im Jahre 1801 sogar aus Paris meldete, in

Kontakt stand. So kann wohl berechtigt angenommen werden, daß Simon Preschern der Mineralienhändler gewesen ist, welcher laut Hoffmanns (1811) Bericht auf Kosten von Sigmund Zois in Krain, Steiermark und Kärnten herumreiste und auf der Saualpe zuerst das unbekannte, später nach Sigmund Zois benannte Mineral gefunden hat. Von Simon Preschern stammen wahrscheinlich auch die ersten für Zois von der Saualpe mitgebrachten Proben des unbekannten Minerals. Aber Georg Preschern konnte laut Molls (1805) Bericht der »eigene Mann« gewesen sein, welchen Sigmund Zois im Sommer 1804 auf die Saualpe schickte, um ihm von dort noch weitere Proben des unbekannten Minerals zu bringen. »Bronzith« konnte damals nur die eigene Bezeichnung von Georg Preschern für das unbekannte Mineral gewesen sein, denn in der Zoisschen Sammlung kommen keine Bronzite aus der Saualpe vor. Am 13. September 1809 schrieb Kopitar an Zois, daß die Brüder Preschern nicht mehr am Leben wären. Danach starb der jüngere Preschern im Dezember 1808 oder Jänner 1809, als sein Bruder schon nicht mehr lebte (Kidrič, 1939, 160, 1941, 88).

Obwohl der auf der Saualpe gemachte Fund von Werner, Klaproth und Karsten als eine neue Mineralart erkannt worden ist, wurde die Eigenständigkeit des Zoisits noch eine Zeitlang angezweifelt. Als Benhardi im Sommer 1805 Zois in Ljubljana aufsuchte und von ihm von der bevorstehenden Benennung des Zoisits erfuhr, wünschte er Zois von Herzen eine solche Verewigung seines Namens, doch Bernhardi hielt das auf der Saualpe gefundene, wie auch das ungefähr gleichzeitig im Fichtelgebirge entdeckte ähnlich aussehende Mineral für Epidot (Bucholz, 1806). Erst Des Cloiseaux gelang es 1859 durch optische und kristallographische Untersuchungen einwandfrei zu beweisen, daß Zoisit orthorombisch kristallisiert, weshalb dieses Mineral vom monoklinen Epidot getrennt werden muß (Hintze, 1897). Die weiteren Untersuchungen stehen damit im Einklang. Der Epidot stellt Mischkristalle zweier Komponenten dar; die chemische Formel der einen Komponete lauter Ca_2Al_3 [O/OH/SiO_4/Si_2O_7], während die andere die Formel Ca_2FeAl_2 [O/OH/SiO_4/Si_2O_7] aufweist. Danach wird die chemische Formel des Epidots allgemein geschrieben Ca_2 (Al, Fe) Al_2 [O/OH/SiO_4/Si_2O_7]. Nach Weinschenk heißt seit 1896 das seltenere eisenfreie bzw. eisenarme Endglied der Epidot-Mischreihe Klinozoisit. Dieselbe chemische Zusammensetzung wie Klinozoisit weist auch der Zoisit auf, nur daß er dem orthorhombischen System angehört. Klinozoisit und Zoisit sind also zwei polymoprhe Modifikationen. Deshalb stellen Epidot und Zoisit zwei verschiedene Mineralarten dar. Da aber die beiden Mineralien dennoch viel Gemeinsames aufweisen, z.B. sind beide gestreift und nach der Längsachse gestreckt, werden sie in der Systematik zu einer Gruppe, nämlich der Epidot-Zoisit-Gruppe, vereinigt.

Die Korrespondenz zwischen Sigmund Zois und dem seit November 1808 in Wien lebenden J. Kopitar (Kidrič, 1939 und 1941) bringt noch manches mineralogisch Interessante zu Tage. Bevor nämlich Kopitar seinen Wohnsitz nach Wien verlegte, war er Privatsekräter von Sigmund Zois, als solcher Aufseher seiner Mineraliensammlung, deshalb auch in der Mineralogie gut bewandert. Man braucht sich nicht zu wundern, daß in Briefwechsel zwischen den beiden Gelehrten in den Jahren 1808-1810 so viel die Rede von der Mineralogie ist. Daß das 1805 nach Zois benannte Mineral darin schon mit der Bezeichnung Zoisit vorkommt, ist ganz verständlich. Aber man wird sich fragen, wieso taucht in den Briefen daneben auch noch die alte Bezeichnung Saualpit vor? So kann man in dem von Kopitar am 23. Jänner 1809 abgefassten Brief folgendes lesen:

»Die 2 Stücke Saualpfels lagen auf dem Neuigkeitstisch, mit einem Octavblatt darunter: Saualpfels mit Augit und Topasolith, Baron Zois den 18ten Jäner 1809. Daneben lag ein Handstuffen Saualpit ohne Topasolith, aber mit oxydirten Äderchen an der Oberfläche, mit der Etiquette: Saualpit, mit meteorstein artig oxydirten Äderchen, wahrscheinlich von wiederhohlten Blitzschlägen, Bischof Hochenwart von Clagenfurt den 9ten Jan. 1809.« (Kidrič, 1939, 127-128). Saualpit ist ja, wie wir bereits wissen, die alte Bezeichnung für Zoisit, bevor es 1805 zu dieser Benennung gekommen ist (Klaproth, 1806; Hoffmann, 1811; Zappe, 1817). Die befriedigende Antwort ist in Abraham Gottlob Werners letztem Mineralsystem aus dem Jahre 1817 zu finden. Darin wird erläutert, daß mit der Bezeichnung Saualpit eine Zeitlang auch das seit 1817 (Strunz, 1870) von Werner Karinthin genannte Mineral gemeint worden ist. Man hat also vorher eine Zeitlang die Bezeichnung Saualpit für zwei verschiedene Mineralien gebraucht, für Zoisit und Karinthin, bis halt diese die jetzt anerkannten Namen erhalten haben. Und Saualpit als die alte Bezeichnung für Karinthin wurde noch von Kopitar im Jahre 1809 gebraucht.

Jetzt kann auch nicht schwer erraten werden, was im oben zitierten Satz aus dem Brief von Kopitar mit »Saualpfels« gemeint worden ist. Jedenfalls ein für die Saualpe charakteristisches Gestein! Und das ist gerade der Eklogit, dessen Typusfundstelle die Saualpe in Kärnten, genauer gesagt Kupplerbrunn oberhalb St. Oswald, im Jahre 1822 geworden ist (Mottana et. al., 1968). Granat, dessen eine Abart der Topazolith darstellt, fungiert als einer der Hauptbestandteile des Eklogits, in welchem auch die dunkle Hornblendeabart Karinthin vorkommt.

Danksagung

Im Zusammenhang mit dieser Arbeit halfen mir auf verschiedenartige Weise die folgenden Personen: Dr. Manfred Arndorfer, Magistrat der Stadt Wien, Valentin Leitner, St. Michael im Lavanttal, Ema Umek, Arhiv SRS in Ljubljana, Horst Wölle, Knittelfeld. Für die erwiesenen Gefälligkeiten spreche ich den Genannten meinen innigsten Dank aus.

Literatur

Abraham Gottlob Werner's Mineral=System. 1817, Freyberg und Wien.

Bucholz, C. F. 1806, Analyse des Zoisits. Journal für die Chemie und Physik, Hrsg. A. F. Gehlen, Band *1*, 197-202, Berlin.

Faninger, E. 1983, Baron Žiga Zois in njegova zbirka mineralov. Baron Sigmund Zois and His Mineralogical Collection. Scopolia, *6*, Ljubljana.

Faninger, E. 1987, Die Entdeckung des Zoisits. Geologija, *28/29* (1985/86), 337-342, Ljubljana.

Gspan, A. 1933-1952, Prešeren. Slovenski biografski leksikon, II, Ljubljana.

Hintze, C. 1897, Handbuch der Mineralogie, *2*. Band, Silikate und Titanate, Leipzig.

Hoffmann, C. A. S. 1811, Handbuch der Mineralogie, Band *1*, Freyberg.

Hoppe, G. 1984, Die Beziehungen von Baron Sigmund Zois (1747-1819) zu Berliner Naturforschern. Geologija, *27*, 27-38, Ljubljana.

Kidrič, F. 1939, Zoisova korespondenca 1808-1809. Korespondence pomembnih Slovencev 1. Izdala Akademija znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Kidrič, F. 1941, Zoisova korespondenca 1809–1910. Korespondence pomembnih Slovencev 2. Izdala Akadenmija znanosti in umetnosti v Ljubljani, Ljubljana.

Klaproth, M. H. 1806, Chemische Untersuchung des Zoisits. Journal für Chemie und Physik, Hrsg. A. F. Gehlen, Band *1*, 193-197, Berlin.

Meixner, H. 1952, Entdeckung, Wiederauffindung und neue Beobachtungen am Zoisit-Zirkon-Vorkommen von der »Prickler-Halt«, Saualpe, Kärnten. Berg- und Hüttenmännische Monatschefte, *97* (11), 205-210, Springer Verlag, Wien.

Moll, von C. E. 1805, Annalen der Berg- und Hüttenkunde, *4*. Band, Hrsg. J. Lindauer, München.

Mottana, A., Church, W. R. & Edgar, A. D., 1968, Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type Locality (Saualpe, Austria). Contr. Mineral. and Petrol., *18*, 338-246, Berlin, Heidelberg, New York.

Strunz, H. 1870, Mineralogische Tabellen, 5. Auflage, Leipzig.

Zappe, J. R. 1817, Mineralogisches Hand-Lexikon. *3* Band, Wien.

UDK 048.1

H. W. Flügel, F. P. Sassi & P. Grecula Eds.: **Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts.** Mineralia slovaca – Monography, 487 str., Bratislava 1987.

Izšla je monografija 34. regionalnih sestavkov, eno sklepnih del IGCP-projekta št. 5 v okviru UNESCA. Pri tem projektu je sodelovalo več kot 200 geologov iz 17 držav. Decembra 1986 je bilo končano desetletno plodno znanstveno sodelovanje in v tem času je izšlo okoli tisoč del v raznih geoloških časopisih, povrh pa še sedem številk revije Newsletter. Končni rezultati zelo uspešnega projekta bodo objavljeni v treh zvezkih oziroma knjigah. Prvi je sedaj pred nami: v njem je serija regionalnih razprav, ki predstavljajo bodisi vrhunec različnih pogledov v predalpinski zgodovini in geologiji Alpino-mediteranskega ozemlja ali pa so pregledi predalpskih dogajanj na različnih ozemljih sodelujočih držav.

Rezultati te, prve knjige so pomemben prispevek k boljšemu poznavanju geoloških in bioloških dogajanj v predvaristični in varistični eri v mediteranskem prostoru. Spoznanja, zajeta v prvi knjigi, pa bosta dopolnili še naslednji dve knjigi.

Med 34 članki je en sam jugoslovanski prispevek z naslovom Results of biostratigraphical investigations in Western Yugoslav Paleozoic realized in IGCP Project No. 5 (A. Ramovš, J. Sremac & E. Kulenović).

Anton Ramovš

Miruna Čanović & Ruža Kemenci: **Mezozoik podine Panonskog basena u Vojvodini:** stratigrafija i facije, magmatizam, paleogeografija. Matica srpska, Odeljenje za prirodne nauke, Novi Sad, 1988. Obseg: 339 strani, 25 grafičnih prilog (23 profilov, 2 barvni karti), 96 črno-belih in 7 barvnih tabel.

Avtorici sta v delu podali sintezo večletnih litostratigrafskih, sedimentoloških, paleontoloških in petrografskih raziskav talnine terciarnega Panonskega bazena v 190 vrtinah na področju Vojvodine.

Najobširnejši del knjige je namenjen stratigrafskemu in facialnemu pregledu vrtin. Poglavje je razdeljeno na podpoglavja glede na starost sedimentov v podlagi: trias, jura s spodnjo kredo in zgornja kreda. Starost je dokazana s foraminiferami, nanoplanktonom, palinomorfami, kalpionelami in algami. Ločeni podpoglavji obravnavata serije, katerih starost ni določena, in postsenonske klastite molasnega tipa.

V posameznem podpoglavju je nadrobno opisana vsaka vrtina posebej. Vrtine z najpopolnejšimi in najbolj tipičnimi razvoji so predstavljene grafično s stratigrafskim stolpcem. Poleg podatkov o litologiji in starosti so navedeni fosili, elektrokarotažni diagram, tekstura, litofacies, litostratigrafska enota in okolje sedimentacije.

Posebej so obdelane magmatske mezozojske kamnine: ofiolitni kompleks in vulkanogeni klasti v zgornjekrednih sedimentih. Razprostranjenost obeh tipov pojavljanja magmatskih kamnin v vrtinah je prikazana na kartah.

Sledi interpretacija zbranih podatkov. Paleogeografsko je ozemlje Vojvodine razdeljeno na dva prostora. Prvi obsega severni del Vojvodine. Zanj so značilne samo triasne kamnine. Trias je zastopan z vsemi stopnjami in je razvit v glavnem plitvomorsko. V južnem in vzhodnem delu Vojvodine je dokazan celoten mezozoik. V spodnjem triasu in aniziju je na tem prostoru ugotovljen plitvomorski facies, od ladinija naprej pa so zanj značilni pretežno bazenski sedimenti, v zgornji juri in neocomu vezani na ofiolite. Izjemo predstavlja urgonski facies (barremij do albij), nastal na dvignjenih področjih v bazenu. Pelagično serijo končuje zgornjekredni fliš. Podana je primerjava mezozoika na Fruški gori z mezozoikom v vrtinah.

Stratigrafske raziskave so dale tudi prve podatke o zapletenih tektonskih odnosih znotraj mezozojskih enot v podlagi terciarja (gubanja, prelomi, narivi) in omogočile pogled v intenzivnost neotektonskih premikov, saj se sinhroni mezozojski in tudi nekateri neogenski horizonti danes pojavljajo v različnih globinah.

Sklep predstavljajo geološka karta mezozojske podlage Panonskega bazena v Vojvodini in shematizirana geološka stolpca triasa v severni Bački in severnem Banatu ter jure in krede v srednjem Banatu v in jugovzhodni Bački. Sledi precej obsežen povzetek v angleščini.

Knjiga je pregledno pisana in dokumentirana z bogatim slikovnim gradivom. Poleg številnih že naštetih grafičnih prilog jo odlikujejo 103 table s fotografijami mikrofaciesa in mineralne sestave. V dodatku je še 13 regionalnih geoloških profilov skozi več vrtin.

Delo je izjemen dosežek dolgoletnega aktivnega dela in izkušenj Mirune Čanović in Ruže Kemenci ter mnogih sodelavcev. Najširšemu krogu geologov so s to knjigo na voljo številni novi podatki, potrebni za razumevanje stratigrafske in paleogeografske evolucije ozemlja Vojvodine v mezozoiku. Rezultati omogočajo primerjavo s sosednjimi območji v Jugoslaviji, na južnem Madžarskem in v zahodni Romuniji. Predstavljajo pomembno osnovo za nadaljnja raziskovanja mezozojskih plasti kot potencialnih generatorjev in kolektorjev ogljikovodikov v Vojvodini in na sosednjih ozemljih.

Špela Goričan

Ulrich Lehmann & Gero Hillmer: **Wirbellose Tiere der Vorzeit.** Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten. 2., neu bearbeitete Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1988, 281 ilustracij, 10 tabel, 279 strani, 15,3 × 23 cm, broširano.

Knjiga je drugi ponatis priročnika o fosilnih nevretenčarjih.

V zadnjih nekaj letih je izšlo več učbenikov o splošni paleontologiji. Avtorja U. Lehmann in G. Hillmer sta zaradi izrazitega pomanjkanja po zgoščenem priročniku napisala predstavljeno delo o sistematski paleozoologiji. Glede na prvo izdajo je druga dopolnjena, dodanih je več ilustracij, predelan in razširjen je register in popolnoma novo je poglavje o sledovih življenja.

Učbenik pričenja z uvodom o nastanku življenja na Zemlji in o mineralni sestavi skeletov. Pri taksonomskem opisu sta se avtorja odločila za Whittackerjevo razdelitev organizmov in ne za tradicionalno, ki deli živa bitja le v dve nadkraljestvi.

Oprijeta razdelitev prepoznava pet nadkraljestev organizmov (Monera, Protista, Plantae, Fungi in Animalia). Whittckerjeva delitev je zasnovana glede na gradbeni tip (prokarioti, enocelični in večcelični evkarioti) in glede na način prehranjevanja. Čeprav ima ta klasifikacija nekatere prednosti pred tradicionalno, je uvrščanje v posamezne skupine zelo težavno.

V učbeniku so opisani prokarioti (Monera), evkarioti (Protista: Protophyta in Protozoa) in večcelične živali vse do vretenčarjev. Poleg naštetih sta avtorja podala tudi opise problematičnih skupin: Acritarcha, Chitionozoa in Petalonamae. V tem delu učbenika, kateremu je odmerjen večji del knjige, so predočene posamezne taksonomske enote, in sicer njihova zgradba, najpomembnejše prepoznavne značilnosti in ekologija. Pri večceličnih organizmih so zbrani podatki o najpogostejših in najznačilnejših rodovih. Za sistematskim delom podajata avtorja še šest različnih tipov sledov organizmov. Zgoščeno besedilo odlično dopolnjuje 281 skic in 10 tabel. Večina ilustracij je povzeta po drugih virih. Delo končuje obsežni stvarni register.

Namen knjige ni prikazati najnovejša odkritja in teorije iz tega področja, marveč podati zanesljivo osnovo in navodila za nadaljnje izobraževanje. Ker sta oba avtorja knjige profesorja na univerzi v Hamburgu, sta tematiko podala v kratkem in zgoščenem besedilu, ki je primerno za predavanja. Priročnik je zasnovan tako, da daje osnovo iz ustreznih predavanj na II. stopnji in je uporaben tudi za študente samouke. Tistim, ki si želijo poglobiti študij iz taksonomije, pa bo služil kot izhodišče.

Tea Kolar-Jurkovšek

Hansgeorg Pape: **Leitfaden zur Gesteinsbestimmung.** 5. nespremenjena izdaja, 1988, 152 str., 65 slik, 9 tabel, 12 × 19 cm, broširano, DM 16,80, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart ISBN 3 432 843453

Navodila za določanje kamenin so nastala v okviru vaj za študente geologije, mineralogije, geografije in gradbeništva. Namenjena so uporabi med študijem pa tudi strokovnjakom v poklicih. Prav tako jo lahko uporabljajo ljubitelji narave, ki bi radi določili najdeno kamenino in zvedeli tudi nekaj o njeni geološki zgodovini.

Knjiga je razdeljena v štiri dele. **Prvi del** je najobsežnejši (91 strani). Avtor pregledno podaja o literaturi zbrano sistematiko kamenin, ki je osnova ključa za njihovo določanje. Opisuje nastanek oziroma izvor posameznih glavnih skupin kamenin: magmatskih, sedimentnih in metamorfnih. Dotakne se mineralnih struktur glavnih kameninotvornih mineralov. Preprosto razloži nekaj zanimivih osnovnih geokemičnih procesov, ki potekajo v kameninah, zlasti sedimentih.

Posamezne skupine kamenin loči na podlagi njihove mineralne sestave (modalne sestave). V večini primerov lahko opišemo kamenine na podlagi štirih glavnih mineralnih sestavin. Zato so lahko posamezne skupine kamenin predstavljene v enakostraničnem tetraedru, čigar oglišča ustrezajo 100 % vsebnosti označene komponente. Možno je pregledno predstaviti sestavo posameznih različkov določene skupine kamenin, npr. granitne družine. Lahko tudi neposredno primerjamo mineralno sestavo globočnine s sestavo ustrezne sorodne predornine glede na lego v tetraedru, npr. granit/riolit.

Drugi del knjige obsega določitev nekaterih bistvenih kameninotvornih mineralov. Podan je tabelarno na dveh straneh.

Namen knjižice je zaobsežen v **tretjem delu.** Predstavlja ga obsežna tabela na 24 straneh, po kateri lahko določimo najpomembnejše kamenine po močno razčlenje-

nem ključu. Temu ključu sledi potek raziskave, ki določa način in zaporedje opazovanja na vzorcih. Zato lahko hitro in z gotovostjo poiščemo ime kamenine ali pa vsaj kameninske skupine. Na tabelo so vezani tudi podatki o pomembnih lastnostih, ki izvirajo iz načina nastanka določene kamenine.

Zadnji, **četrti del** knjižice predstavljajo na 24 straneh slike kamenin, kot jih vidimo pri povečavi z lupo. Enako sliko kamenin lahko izluščimo iz besedila ključa, ki služi za določanje kamenin. Za boljšo preglednost in možnost hitreje najti iskano snov bi morali biti naslovi poglavij in podpoglavij bolj poudarjeni.

Knjižico priporočamo!

Ana Hinterlechner-Ravnik

Univerzitetna knjižnica LJUBLJANA