

RAZPRAVE

GEOLOGIIA

POROČILA

1975

GEOLOGIJA 1975

V spomin na trideseto obletnico osvoboditve

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

18. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETNIK 1975	18. KNJIGA	Str. 1 do 382	LJUBLJANA 1975
-----------	-------------	------------	---------------	-------------------

GEOLOGIJA

Razprave in poročila

Izhaja enkrat na leto

Issued in one volume per year

Ustanovitelj revije

The journal founded by

GEOLOŠKI ZAVOD, LJUBLJANA

Izdajatelj

Published by

**GEOLOŠKI ZAVOD, INSTITUT ZA GEOLOGIJO,
SLOVENSKO GEOLOŠKO DRUŠTVO**

Tiskovni svet

Printing council

Dr. Dragica Turnšek, viš. znan. sošel. Instituta za paleontologijo SAZU

Dr. Valerija Osterc, docentka Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Slavko Papler, direktor Geološkega zavoda

Franc Cimerman, viš. kustos Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani

Dr. Jože Duhovnik, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Ivan Mlakar, vodja geološkega oddelka Rudnika živega srebra Idrija

Anton Nosan, direktor TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda

Stefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu

Gabrijel Simčič, prof. gimnazije Poljane

Uredniški odbor

Editorial board

Dr. Matija Drovenik, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Miran Iskra, vodja odseka za kovine TOZD geologija, geomehanika in geofizika

Dr. Dušan Kuščer, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Anton Nosan, direktor TOZD geologija, geomehanika in geofizika

Dr. Mario Pleničar, profesor Fakultete za naravoslovje in tehnologijo
univerze v Ljubljani

Dr. Ljubo Zlebnik, višji svetovalec za hidrogeologijo
in inženirsko geologijo pri TOZD geologija, geomehanika in geofizika
Geološkega zavoda

Glavni in odgovorni urednik

Editor

Stefan Kolenko, Geološki zavod, 61 000 Ljubljana, Parmova 33

Tisk in vezava

Printed by

Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva 2

Letnik 1975 GEOLOGIJE sta sofinancirala

Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

Vsebina — Contents

Paleontologija in stratigrafija Paleontology and Stratigraphy

<i>Mujina R. Iliha, Pavlovec, R., and Vankar, J.</i>	
Eocene microfossils from Podgrad	8
Eocenski mikrofosili iz okolice Podgrada	53
<i>Pavlovec, R.</i>	
Razvojni nizi in taksonomska problematika numulitin	61
Evolutionary Lines and Taxonomic Problems of the Nummulitinae	71
<i>Premru, U.</i>	
Starost ponikvanskih skladov	75
Das Alter der Ponikva-Schichten	85
The Age of the Ponikva Beds	85
<i>Mioč, P. in Šribar, L.</i>	
Jurski skladi v severnih Karavankah	87
The Jurassic Beds in the North Karavanke Mountains	96
<i>Ramovš, A.</i>	
Kamenotvorna <i>Glomospira densa</i> (Pantič) v aniziju pri Konjšici	99
Gesteinsbildende <i>Glomospira densa</i> (Pantič) im Anisium bei Konjšica, Slovenien	99
<i>Ramovš, A.</i>	
Zgornjekarnijski skladi pri Mirni na Dolenjskem	105
The Upper Carnian Beds at Mirna in Lower Carniola	105

Sedimentologija Sedimentology

<i>Drovenik, M., Čar, J. in Strmole, D.</i>	
Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču	107
Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte	147
<i>Čar, J.</i>	
Olistostrome v idrijskem srednje-triadnem tektonskem jarku	157
Olistostromes in the Idrija Middle Triassic Trough-Fault	179
<i>Ogorelec, B. in Premru, U.</i>	
Sedimentne oblike triadnih karbonatnih kamenin v osrednjih Posavskih gubah	185
Sedimentary Structures of Triassic Carbonate Rocks in the Central Part of Sava-Folds	196

Tektonika**Tectonics**

<i>Placer, L. in Čar, J.</i>	
Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na Idrijskem prostoru	197
Rekonstruktion der mitteltriassischen Verhältnisse im Idrija-Gebiet	207
<i>Miakar, I.</i>	
Paleomorfologija potoka Zala	211
Paleomorphological Features of the Zala Creek	211
<i>Kuščer, D.</i>	
Ali so Posavske gube zgrajene iz krovnih narivov?	215
Gibt es in den Sava-Falten Deckenüberschiebungen?	219
<i>Premru, U.</i>	
Posavske gube so zgrajene iz narivov	223
Die Sava-Falten sind aus Überschiebungen gebildet	223

Āemetali**Nonmetals**

<i>Škerlj, J., Čebulj, A., Stern, J. in Vesel, J.</i>	
Industrijski minerali in kamnine v Sloveniji	231
Industrial Minerals and Rocks of Slovenia	231
<i>Vesel, J., Škerlj, J., Čebulj, A. in Grimšičar A.</i>	
Nahajališča okrasnega kamna v Sloveniji	243
Freestone quarried in Slovenia	243

Hidrogeologija**Hydrogeology**

<i>Zlobnik, L.</i>	
Hidrogeološke razmere na Sorškem polju	259
Hydrogeologic Features of the Sora Field	285
<i>Ereznik, M.</i>	
Podtalnica Iškega vršaja	289
The Groundwater of the Alluvial Fan of Iška River	306
<i>Nosan, A.</i>	
Nov vrelec mineralne vode v Spodnji Kostrivnici	311
A New Well with Freely Flowing Mineral Water at Spodnja Kostrivnica	311

Geofizika**Geophysical Survey**

<i>Lapajne, J.</i>	
Geofizikalne raziskave na območju Čateških Toplic	315
Geophysical Exploration of the Čatež Thermal Springs Area	323
<i>Ravnik, D.</i>	
Električno sondiranje vzdolž trase avtomobilske ceste prek Ljubljanskega barja	325
Resistivity Sounding Survey along the Route of the Motorway across the Ljubljansko Barje	335

Lapajne, J.	
Geofizikalne raziskave vodonosnikov v Sloveniji	339
Geophysical Exploration of Aquifers in Slovenia	339

Iz dejavnosti Geološkega zavoda — Ljubljana
From the Activities of the Geological Survey — Ljubljana

Huser, S.	
Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Tolmin	357
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Tolmin	357
Premru, U.	
Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Ljubljana	360
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Ljubljana	360
Mioč, P.	
Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Ravne	363
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Ravne	363
Dozet, S.	
Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Delnice	366
Geological Map of SFRJ 1:100 000 Sheet Delnice	366
Ikra, M., Drovantk, F. in Struel, I.	
Geološke raziskave svineca in cinka	370
Geological Exploration of Lead and Zinc	370
Krošl-Kuščer, N.	
Geološka prospekcija ozemlja občine Šentjur pri Celju	372
Geological Prospecting for Mineral Raw Materials of the Šentjur Community Area	372

Iz dejavnosti Slovenskega geološkega društva
From the Activities of the Slovenian Geological Society

Kuščer, D. in Orehek, S.	
O delovanju Slovenskega geološkega društva 1974-75	373

Novo knjige
Book Reviews

Helmut Schröcke: Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung	375
Erich Schroll: Analytische Geochemie	376
Hansgeorg Pape: Leitfaden zur Gesteinsbestimmung mit Tabelle zur Bestimmung der wichtigsten Gesteine nach einem Schlüssel mit mehrfachen Verzweigungen	377
Dr. Werner Zeil; Brinkmanns Abriss der Geologie — Erster Band: Allgemeine Geologie	377

Uredniška obvestila
Editorial Notices

Sodelavcem geologije	382
--------------------------------	-----

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1975 • 18. knjiga • Volume 18.

UDK 543.15+561.21:551.781(497.12)

Eocene microfossils from Podgrad

Mujibur R. Khan, Rajko Pavlovec and Jernej Papič

Katedra za geologijo in paleontologijo
Ljubljana University, Ljubljana, Aškerčeva 12

From the flysch of Podgrad (Brkljci, W Yugoslavia) 19 species and subspecies of nannoplankton, 10 of planktonic foraminifers and 9 of nummulitins were found. Among the new species and subspecies *Rhabdosphaera piriformis*, *Operculina marinellii similis*, *Nummulites brkiniensis* and *Nummulites postbearnensis* were determined. The fossiliferous strata belong to the Middle Cuisian and appear to be of the same stratigraphic level and fossil content as the Cuisian flysch of Ustje in Vipava valley.

Contents

1. Introduction	9
2. Locality	10
3. Nannoplankton	11
4. Planktonic foraminifers	24
5. Nummulitinae	28
6. Conclusions	52
Eocenski mikrofosili iz okolice Podgrada	53
References	58

1. Introduction

The flysch of south-western Slovenia is in some places rich with microfossils while in others it is poor. Some of the sections have been studied at Goriška Brda (Cimerman and others, 1974), Ustje in Vipava valley (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967), and at Postojna (Gospodarič and others, 1967). As the flysch from different basins is not of the same age and of the same lithological development each new section is of interest. The Podgrad locality rich in nummulitins, planktonic foraminifers and nannoplankton resembles somewhat the fossil contents of Ustje section in Vipava valley. New species and subspecies have also been determined.

2. Locality

Figs. 1 and 2

Mujibur R. Khan

An outcrop of the flysch occurs approximately one kilometre to the NNE of Podgrad in south-western Slovenija ($45^{\circ} 31' 45''$; $13^{\circ} 08' 21''$; fig. 1). The flysch forms gentle slopes or small hillocks in the topography and is often covered with vegetations. The flysch overlies the *Alveolina* and *Nummulites* bearing limestone of Early Paleogene (Paleocene-Lower Eocene) age. The contact between the limestone and flysch is covered and so is also the top of the flysch (fig. 2).

The flysch consists mostly of shale and claystone in alternation with sandstone and minor marl, conglomerate and breccia.

The shale is greenish gray to gray, soft, splintery or friable at places, bedding is thin to very thin. The claystone is also greenish gray to gray, nodular and soft. The sandstone is gray, greenish gray and brown in colour which weathers

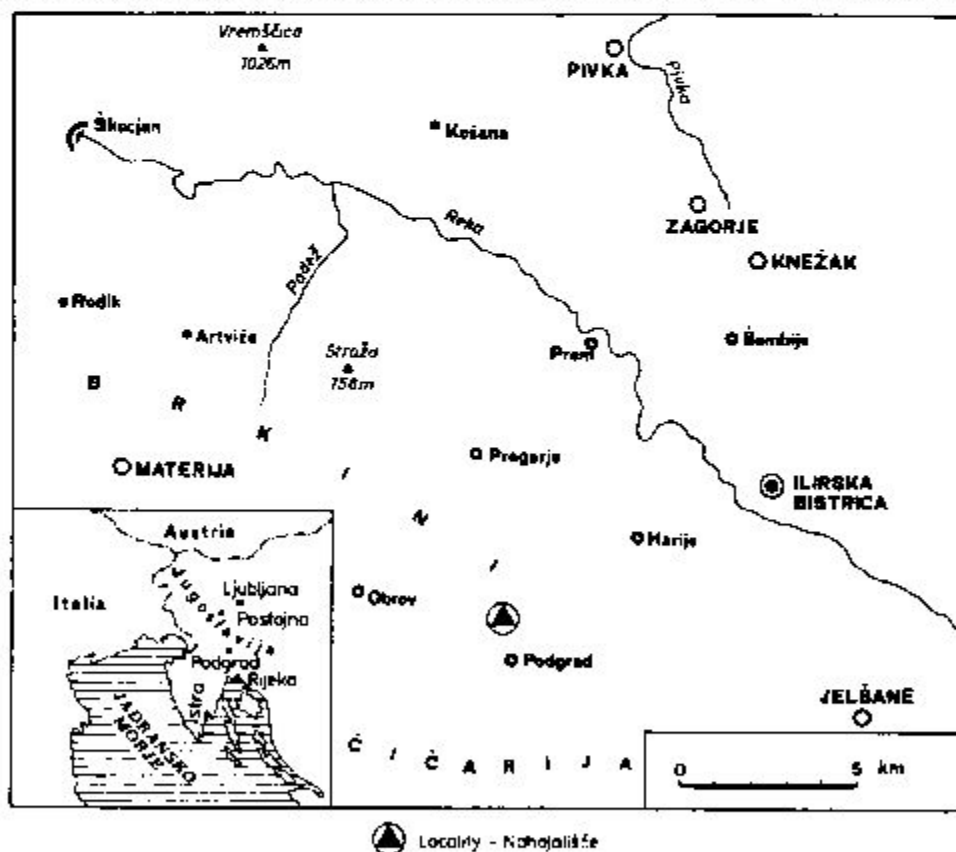


Fig. 1. Map representing the surroundings of Podgrad
Sl. 1. Zemljevid okolice Podgrada

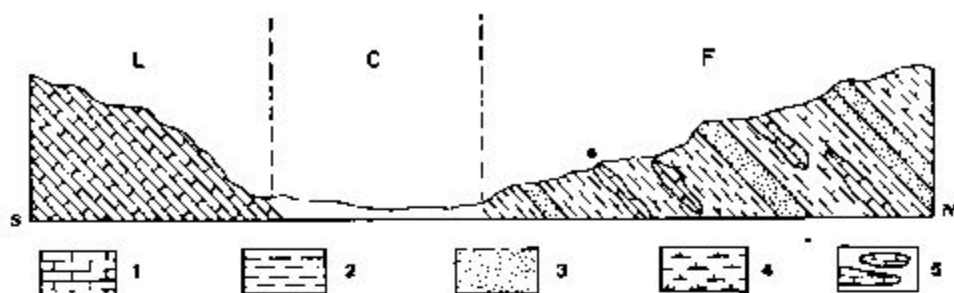


Fig. 2. Profile across the locality Podgrad

Sl. 2. Profil skozi nahajališče Podgrad

- L Limestone with nummulites and assilinas — Apnenec z numuliti in asilinami
 C Claystone — Glinovec
 F Flysch, Lower (?) and Middle Cuisian — Pliš, spodnji (?) in srednji cuisij
 J Limestone, Lower Cuisian — Apnenec, spodnji cuisij
 * Covered (Alluvium) — Prekrito s holocenskim nanosom
 * Fossil locality — Nahajališče fosilov

to rusty brown. It is generally medium to thinly bedded, fine to medium grained and at places quite hard. The marl is a minor component having discontinuous thin beds. The conglomerate and breccia are of intraformational type having the form of lenses or boulders and being composed of argillaceous limestone. The formation, in general, is fossiliferous and particularly the marl, conglomerate and breccia are rich in *Nummulites*, *Operculina*, *Assilina*, *Alveolina*, bivalves, echinoderms, corals etc.

Nummulites, *Operculina* and other fossils have been collected from the outcrop and the shale and marl samples were taken for the determination of the biozone of the flysch outcrop at Podgrad.

3. Nannoplankton

Jernej Partič

Introduction

The significant achievements in the studies of nannoplankton along with the other branches of the micropaleontology have been progressed parallelly with the developments of the optical and electronic devices. At the present day this group of fossil plays an important role in the field of biostratigraphic studies of the younger Mesozoic and Tertiary beds; when beside the normal optical microscope electronic microscopes are available.

Owing to the shorter ranges of the different species the nannoplankton is useful for the classification of biozones. These biozones have effectively been used for the regional and interregional correlations due to the wide geographical distribution of the nannoplankton. Moreover, lately it has become very important in the interpretations of the paleogeography, because these tiny organisms are very susceptible to the changes of the environments.

Preparation of samples for observation

Standard method has been used for the preparation of the samples to be observed under the optical microscope. Particles dispersed in water were previously treated by the ultrasonic. The slides have been studied under the optical microscope Leitz-Ortholux.

Systematic part

Coccolithus pelagicus (Wallich)

Plate 1, fig. 8 a, b

- 1967 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) — Bramlette and Wilcoxon, 102, pl. 3, figs. 13 to 15.
 1971 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) — Baldi-Beke, 26.
 1974 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) — Scherwood, 13, pl. 1, figs. 3, 4, pl. 2, fig. 2.

Elliptic placolith with the thin and elliptic central part. A very common form in the Tertiary beds without an exact stratigraphic importance.

Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel)

Plate 1, fig. 9 a, b

- 1954 *Coccolithus grandis* Bramlette et Riedel — Bramlette and Riedel, 391, pl. 38, fig. 1.
 1961 *Coccolithus grandis* Bramlette et Riedel — Bramlette and Sullivan, 140, pl. 2, figs. 1, 2 and 3.
 1966 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel) — Hay and others, 388.
 1971 *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Riedel) — Scherwood, 19, pl. 3, figs. 1, 2.

Quite common among our samples. Even under the optical microscope all characteristics of the coccolithus can be observed. Remarkable is a fine net in the central part and the segmentation of both cycles.

Cyclococcolithus neogammation Bramlette et Wilcoxon

Plate 1, fig. 4

- 1967 *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon — Bramlette and Wilcoxon, 104, pl. 1, figs. 1 to 3, pl. 4, figs. 3 to 5.
 1972 *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon — Baldi-Beke, pl. 2, figs. 3, 4.

Very common species in all the samples.

Pontosphaera multipora (Kamptner)

Plate 1, fig. 5 a, b

- 1961 *Discolithus distinctus* Bramlette et Sullivan — Bramlette and Sullivan, 141, pl. 2, fig. 9.
 1971 *Discolithina multipora* (Kamptner) — Baldi-Beke, 26.

- 1971 *Discolithina multipora* (Kamptner) — Perch-Nielsen, 34, pl. 26, figs. 15, 16, 19, 20, pl. 4, figs. 2 and 9.
 1974 *Pontosphaera multipora* (Kamptner) — Scherwood, 30, pl. 3, figs. 15, 16, 19, 20.

Elliptical discolith with numerous perforations in the central part. The perforations are usually wider in the central part and more or less round.

Pontosphaera plana (Bramlette et Sullivan)

Plate 1, figs. 10 and 11

- 1961 *Discolithus planus* Bramlette et Sullivan — Bramlette and Sullivan, 143, pl. 3, fig. 7.
 1971 *Discolithina plana* (Bramlette et Sullivan) — Perch-Nielsen, 35, pl. 29, fig. 4.
 1974 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan) — Scherwood, 31, pl. 3, fig. 24, pl. 5, figs. 3, 4.

Elliptical discolith with a uniform plate bearing two oblong perforations. Only some specimens appear in the pattern.

Blackites scabrosus (Deflandre)

Plate 1, figs. 6 and 7

- 1961 *Rhabdosphaera scabrosa* (Deflandre) — Bramlette and Sullivan, 147, pl. 5, fig. 11.
 1974 *Blackites scabrosus* (Deflandre) — Scherwood, 41, pl. 5, fig. 23.

The rugose surface, characteristic for this species, can be very well observed. The species occurs rather frequently.

Rhabdosphaera piriformis n. sp.

Plate 1, figs. 1 to 3

Derivatio nominis: After the pear-shaped form of the rhabdolyte.

Locus typicus: Podgrad.

Stratum typicum: Lower part of the Middle Cuisian, lower part of the biozone *Discoaster subloedoensis*.

Holotypus: In the »Podgrad 6« (pl. 1, fig. 3), in the collection of the Institute of Geology and Paleontology, Ljubljana University.

Paratypi: In the »Podgrad 3 and 4« (pl. 1, figs. 1 and 2), in the same collection as holotypus.

Diagnosis: *Rhabdosphaera piriformis* is a cone-shaped rhabdolyte with considerably inflated process, which starts to get thicker just above the basal plate and soon acquires its largest diameter.

Description and comparison: The rhabdolyte has a small basal plate with central perforation. The process is spherically thickened just above the basal plate. In this it differs from the similar species *Rhabdosphaera inflata* which gets thick only at the end of a short or long neck. After the thickening, the process becomes more and more narrow and ends acutely pointed. In exterior the rugose surface is obvious.

Distribution: The new species appears to be very abundant in the Cuisian flysch of Podgrad (biozones *Discoaster subladoensis*).

Micrantholithus flos Deflandre

Plate 2, figs. 5, 8

1961 *Micrantholithus flos* Deflandre — Bramlette and Sullivan, 155, pl. 9, fig. 8.

1973 *Micrantholithus flos* Deflandre — Kapellos, 104, pl. 20, fig. 4.

Pentaloid with triangle segments which are slightly concave on the distal side. The species occurs frequently in the samples.

Sphenolithus radians Deflandre

Plate 2, fig. 11

1961 *Sphenolithus radians* Deflandre — Bramlette and Sullivan, 166, pl. 14, figs. 6, 7, 8.

1974 *Sphenolithus radians* Deflandre — Scherwood, 55, pl. 9, figs. 3, 4.

The species occurs frequently in the samples.

Discoaster barbadiensis Tan

Plate 2, figs. 3, 6, 9

1954 *Discoaster barbadiensis* Tan — Bramlette and Riedel, 398, pl. 32, fig. 5.

1961 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok — Bramlette and Sullivan, 158, pl. 11, fig. 2.

1973 *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok — Kapellos and Schaub, pl. 4, figs. 2, 3.

1974 *Discoaster barbadiensis* Tan — Scherwood, 59, pl. 9, fig. 12, pl. 10, fig. 1.

The species has 12 to 14 rays which have blunt ends. The sutures between the rays are very distinct. On the surface tiny hollows are scattered and they can be noticed under phase contrast. In the centre there is a distinct central elevation — knob.

The species is abundant in Eocene beds. Often considerable variations of the species have been observed in our samples.

Discoaster distinctus Martini

Plate 2, figs. 1, 4, 7

1958 *Discoaster distinctus* Martini — Martini, 363, pl. 4, fig. 7.

1961 *Discoaster distinctus* Martini — Martini, 14, pl. 3, fig. 28.

1973 *Discoaster distinctus* Martini — Kapellos, 111, pl. 9, fig. 12, pl. 13, fig. 9, pl. 14, figs. 7 to 9, pl. 18, fig. 7.

1974 *Discoaster distinctus* Martini — Scherwood, 61, pl. 11, figs. 6—8.

Discoaster with 6 or 7 rays which elongate and bifurcate at the end. Each branch has a node on it. Characteristic is the central area made of the central knob and the rays reaching out to the legs. Authors state considerable variations for this species, especially in the aspect of the rays, Kapellos (1973, 111) for

instance records even 5 to 10 rays. Martini (1958, 363) on the other hand, reports in his original description the presence of 5 to 7 rays. Our specimens have 6 to 8 rays.

Discoaster lodoensis Bramlette et Riedel

Plate 2, figs. 10, 12, plate 3, fig. 9

- 1954 *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel — Bramlette and Riedel, 398, pl. 39, fig. 3.
 1958 *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel — Martini, 366, pl. 6, fig. 28.
 1961 *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel — Bramlette and Sullivan, 161, pl. 12, figs. 4 and 5.
 1973 *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel — Scherwood, 64, pl. 9, fig. 10, pl. 12, figs. 1, 2.

The species is very common in flysch of Podgrad. It has 6 to 7 pointed rays which have on their distal sides distinct ridges running radially from the central knob. The rays are slightly twisted counter-clockwise.

Discoaster sublodoensis Bramlette et Sullivan

Plate 2, fig. 2, plate 3, figs. 4 and 7

- 1961 *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan — Bramlette and Sullivan, 162, pl. 12, fig. 6.
 1973 *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan — Kapellos, 113, pl. 15, fig. 4, pl. 17, figs. 1 to 4 and 8.
 1974 *Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan — Scherwood, 65, pl. 9, fig. 14.

The species has five or six sharply pointed rays. From a wide central area they quickly transform into points. In the middle of the central area there is a distinct knob.

Discoaster saipanensis Bramlette et Riedel

Plate 3, fig. 1

- 1954 *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel — Bramlette and Riedel, 398, pl. 39, fig. 4.
 1958 *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel — Martini, 367, pl. 6, fig. 29.
 1973 *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel — Kapellos, 113, pl. 19, figs. 10, 11, pl. 20, figs. 2 to 3, pl. 21, figs. 4, 7, pl. 23, fig. 4.
 1974 *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel — Scherwood, 65, pl. 9, fig. 16, pl. 12, fig. 4.

The *Discoaster* has seven legs and a big central plate. Strong sutures between the legs can be observed running from the central knob.

Marthasterites tribrachiatus (Bramlette et Riedel)

Plate 3, fig. 8

- 1954 *Discoaster tribrachiatus* Bramlette et Riedel — Bramlette and Riedel, 396, pl. 38, fig. 11.

- 1961 *Discoaster tribrachiatus* Bramlette et Riedel — Bramlette and Sullivan, 162, pl. 13, figs. 6 to 13.
 1973 *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel) — Kapellos, 104, pl. 6, fig. 8, pl. 7, fig. 12, pl. 9, figs. 4 and 6, pl. 10, figs. 1 to 4, 6, pl. 11, fig. 10.

The species appears in the typical form and corresponds completely with the samples described in the literature.

Microhabdulus decoratus Deflandre

Plate 3, figs. 10 and 11

- 1959 *Microhabdulus decoratus* Deflandre — Deflandre, 140, pl. 4, figs. 1 to 5.
 1964 *Microhabdulus decoratus* Deflandre — Bramlette and Martini, 314, pl. 6, figs. 1 and 2.
 1974 *Microhabdulus decoratus* Deflandre — Cimerman and others, 27, pl. 3, fig. 8.

The rhabdulus appears in samples reworked from the Upper Cretaceous.

Neococcolithes dubius (Deflandre)

Plate 3, figs. 2 and 3

- 1961 *Zycolithus dubius* Deflandre — Bramlette and Sullivan, 150, pl. 6, figs. 12 to 13, 14.
 1969 *Neococcolithes dubius* (Deflandre) — Stradner, 418, pl. 87, figs. 1 to 3.
 1974 *Neococcolithes dubius* (Deflandre) — Scherwood, 70, pl. 11, fig. 20.

Characteristic elliptic coccolithes with the central part in the shape of the letter H.

Ellipsolithus distichus (Bramlette et Sullivan)

Plate 3, fig. 6

- 1961 *Coccolithes distichus* Bramlette et Sullivan — Bramlette and Sullivan 152, pl. 7, fig. 8.
 1967 *Ellipsolithus distichus* (Bramlette et Sullivan) — Hay and Mohler 1530, pl. 201, figs. 1, 2, 3, 4, 5, pl. 202, figs. 6 to 8.

The species has an elliptical form showing perforations on both sides of the ridge running along the longer axis. The species is referred to the biozone *Discoaster multiradiatus* and *Marthasterites tribrachiatus*. It is assumed that the present species is reworked.

Clathrolithus cf. ellipticus Deflandre

Plate 3, fig. 5

Very badly preserved samples have been determined after Bramlette and Sullivan (1961, 157), and Stradner (1960, 421).

Elliptic calcareous body with a network of pores similar to honeycombs. The hexagonal pores are rounded by a comparatively frail circumference and that is probably the reason for the bad preservation of the species.

The form appears from Paleocene to the Upper Eocene. The species has originally been described from the Lower Lutetian.

Table 1 — Tabela 1

Nannoplanktonic species from Podgrad with the corresponding biozones
 Nannoplanktonske vrste iz Podgrada in ustrezne biocone

ZONATION AFTER MARTINI 1971 BIOCONE PO MARTINIJU 1971 SPECIES	<i>Marthasterites</i> <i>contortus</i>	<i>Discoaster</i> <i>binodosus</i>	<i>Marthasterites</i> <i>tribrachiatatus</i>	<i>Discoaster</i> <i>lodoensis</i>	<i>Discoaster</i> <i>sublodoensis</i>	<i>Chiphragmalithus</i> <i>atafatus</i>
<i>Coccolithus pelagicus</i>						
<i>Chiasmolithus grandis</i>						
<i>Cyclococcolithus neogrammatum</i>						
<i>Pontosphaera multipora</i>						
<i>Pontosphaera plana</i>						
<i>Blackites scabrosus</i>						
<i>Rhabdosphaera piriformis</i> n. sp.						
<i>Micranthalithus flus</i>						
<i>Sphenolithus radians</i>						
<i>Discoaster barbodiensis</i>						
<i>Discoaster lodoensis</i>						
<i>Discoaster sublodoensis</i>						
<i>Discoaster saipanensis</i>						
<i>Discoaster distinctus</i>						
<i>Marthasterites tribrachiatatus</i>						
^o <i>Microrhabdulus decoratus</i>						
<i>Neococcolithes dubius</i>						
^o <i>Ellipsolithus distichus</i>						
<i>Clathralithus cf. ellipticus</i>						

^o Reworked species — presedimentirane vrste

Plate 1 — Tabla 1

- 1, 2, 3 *Rhabdosphaera piriformis* n. sp.
1, 2 between crossed nicols, 3 phase contrast
1, 2 pri navzkrižnih nikolih, 3 pri faznem kontrastu
- 4 *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon
crossed nicols
pri navzkrižnih nikolih
- 5 a, b *Pontosphaera multipora* (Kamptner)
a crossed nicols, b phase contrast
a pri navzkrižnih nikolih, b pri faznem kontrastu
- 6, 7 *Blackites scabrosus* (Deflandre)
between crossed nicols
pri navzkrižnih nikolih
- 8 a, b *Coccolithus pelagicus* (Wallich)
a phase contrast, b crossed nicols
a pri faznem kontrastu, b pri navzkrižnih nikolih
- 9 a, b *Chiasmolithus grandis* (Bramlette et Ruedel)
a crossed nicols, b phase contrast
a pri navzkrižnih nikolih, b pri faznem kontrastu
- 10, 11 *Pontosphaera plana* (Bramlette et Sullivan)
10 phase contrast, 11 crossed nicols
10 fazni kontrast, 11 pri navzkrižnih nikolih
1800 X enlarged — 1800 X povečano

The photographs of the nanoplankton made by J. Pavšič.
Nanoplankton je fotografiral J. Pavšič.

Plate 1 — Tabla 1

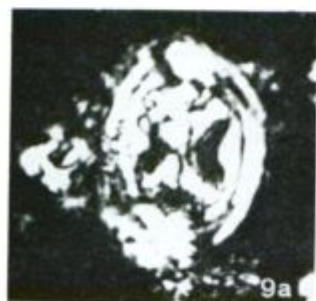
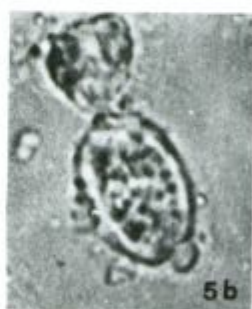
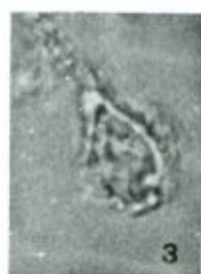


Plate 2 — Tabla 2

- 1, 4, 7 *Discoaster distinctus* Martini
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 2 *Discoaster sublobensis* Bramlette et Sullivan
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 3, 6, 9 *Discoaster barbadiensis* Tan
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 5, 8 *Micrantholithus flos* Deflandre
5 phase contrast, 8 crossed nicols
5 pri faznem kontrastu, 8 pri navzkrižnih nikolih
- 10, 12 *Discoaster ludoensis* Bramlette et Riedel
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 11 *Sphenolithus radians* Deflandre
crossed nicols
pri navzkrižnih nikolih
1800 × enlarged — 1800 × povečano

Plate 2 — Tabla 2

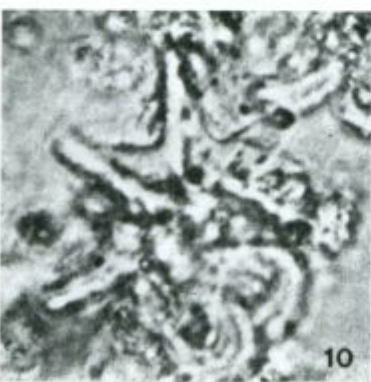
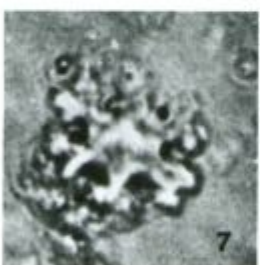
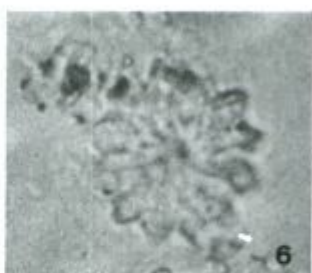
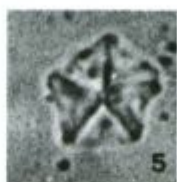
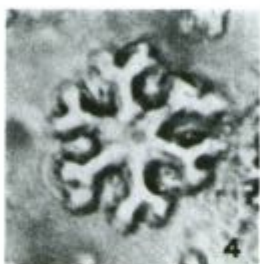
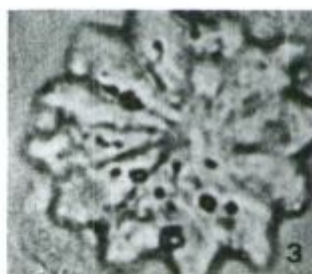
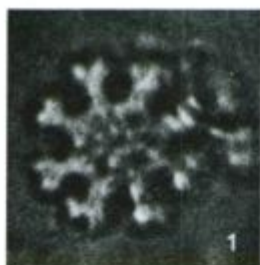
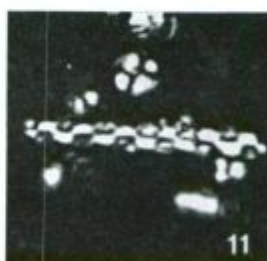
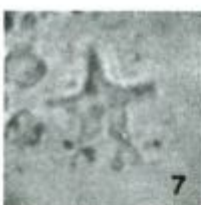


Plate 3 — Tabla 3

- 1 *Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 2, 3 *Neococcolithes dubius* (Deflandre)
2 crossed nicols, 3 phase contrast
2 pri navzkrižnih nikolih, 3 pri faznem kontrastu
- 4, 7 *Discoaster subloboensis* Bramlette et Sullivan
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 5 *Ciathrolithus cf. ellipticus* Deflandre
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 6 a, b *Ellipsolithus distichus* (Bramlette et Sullivan)
a crossed nicols, b phase contrast
a pri navzkrižnih nikolih, b pri faznem kontrastu
- 8 *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel)
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 9 *Discoaster lochoensis* Bramlette et Riedel
phase contrast
pri faznem kontrastu
- 10, 11 *Microrhabdulus decoratus* Deflandre
crossed nicols
pri navzkrižnih nikolih
1800 × enlarged — 1800 × povečano

Plate 3 — Tabla 3



4. Planktonic foraminifers

Mujibur R. Khan

Table 2

Globigerina linaperta Finlay

- 1975 a *Globigerina linaperta* Finlay - Bolli, 70, pl. 15, figs. 15 to 17.
 1962 *Globigerina linaperta* Finlay — Hillebrandt, 120, pl. 11, figs. 2 and 3.
 1965 *Globigerina linaperta* Finlay — Proto Decima and Zorzi, 14, pl. 1, fig. 3.

The species is common in the samples taken from the flysch. According to the various authors the species ranges from the Late Paleocene to the Early Eocene. It has also been recorded from the Cuisian flysch of Ustje (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 8) and from the Eocene rocks exposed near Postojna (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 12). After Pavšič (1973, 143) it occurs also in the Paleocene part of the Podsabotin strata in SW Slovenia.

Globigerina taroubaensis Bronnimann

- 1957 a *Globigerina taroubaensis* Bronnimann — Bolli, 72, pl. 15, figs. 1—2.
 1965 *Globigerina taroubaensis* Bronnimann — Proto Decima and Zorzi, 17, pl. 1, fig. 11.

The species is fairly common and resembles the forms described by Bolli (1957 a, 72), Proto Decima and Zorzi (1965, 17) from the zone of *Globorotalia aragonensis* from Trinidad and northern Italy, respectively.

Globigerina triangularis White

- 1957 a *Globigerina triangularis* White — Bolli, 71, pl. 15, figs. 12 to 14.
 1965 *Globigerina triangularis* White — Proto Decima and Zorzi, 17, pl. 1, fig. 4.

The species ranges from the Late Paleocene to Early Eocene. It has also been found in the Cuisian flysch of Ustje (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 8) as well as at Postojna (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 12).

Globigerina turgida Finlay

- 1957 a *Globigerina turgida* Finlay — Bolli, 73, pl. 15, figs. 19—23.
 1965 *Globigerina turgida* Finlay — Proto Decima and Zorzi, 18, pl. 1, figs. 9—10.
 1968 *Globigerina turgida* Finlay — Samuel and Salaj, 134, fig. 33.

The specimens from Podgrad resemble the forms of Bolli (1957 a, 73), Samuel and Salaj (1968, 34). The species is very similar in looks with the *Globigerina taroubaensis* but differs in being larger in size and somewhat more trochoid. Bolli (1957 a, 73), Proto Decima and Zorzi (1965, 18) described the species from the *Globorotalia aragonensis* zone of Trinidad and northern Italy. In the West Carpathians *Globigerina turgida* occurs in the *Globorotalia aragonensis* crater zone and in the basal part of *Turborotalia* (*Acari-*

nina) *crassata densa* zone of Samuel and Salaj (1968, 134). The species has also been reported from the flysch exposed at Postojna (Gospodarič; Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 12).

Globorotalia aragonensis Nuttal

- 1957 a *Globorotalia aragonensis* Nuttal -- Bolli, 75, pl. 18, figs. 7—9.
 1957 b *Globorotalia aragonensis* Nuttal — Bolli, 167, pl. 38, figs. 1.
 1965 *Globorotalia aragonensis* Nuttal — Proto Decima and Zorzi, 22, pl. 3, fig. 8, pl. 5, fig. 18.
 1968 *Globorotalia aragonensis aragonensis* Nuttal — Samuel and Salaj, 148, pl. 11, fig. 5.
 1971 *Globorotalia aragonensis* Nuttal — Subbotina, 274, pl. 18, fig. 6 and 7.

The species is well preserved but not common in the area. The vertical range of the species is generally mentioned in the literature as Early Eocene to Middle Eocene. After Bolli (1957 a, 75; 1957 b, 167) and Postuma (1971, 172) the species ranges from the *Globorotalia formosa aragonensis* zone to the *Globigerapsis kugleri* zone. In the West Carpathians the species has been reported (Samuel and Salaj, 1968, 149) from the Early and Middle Eocene, representing the *Globorotalia aragonensis* to *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* zones. Proto Decima and Zorzi (1965, 23) described the species from the *Globorotalia formosa formosa* zone and *Globorotalia aragonensis* zone. In NW Caucasia the species occurs in the Early to Middle Eocene beds (Subbotina, 1971, 275). *Globorotalia aragonensis* has also been found in the Cuisian flysch of Ustje (De Zanche, and Proto Decima, 1967, 212) and at Postojna (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 40).

Globorotalia convexa Subbotina

- 1957 *Globorotalia convexa* Subbotina — Loeblich and Tappan, 188, pl. 48, fig. 4, pl. 50, fig. 7, pl. 53, figs. 6—8, pl. 57, figs. 5—6, pl. 61, fig. 4, pl. 63, fig. 4.
 1965 *Globorotalia convexa* Subbotina — Proto Decima and Zorzi, 24, pl. 1, fig. 13.
 1968 *Turborotalia (Acarinina) convexa* (Subbotina) — Samuel and Salaj, 163, pl. 16, figs. 5 and 8.
 1971 *Globorotalia convexa* Subbotina — Subbotina, 263, pl. 17, figs. 4 to 6.

The species resembles the forms determined by Subbotina (1971, 263) with variable dimensions of the tests. The number of chambers in the last whorl is generally five but there are also specimens with six chambers.

The type species has been described from the zone with the conical *Globorotalia* (Subbotina, 1971, 263). Loeblich and Tappan (1957, 188) mentioned the species from the formations representing the biozones from *Globorotalia velascoensis-acute-spiralis* subzone to *Globorotalia rex* zone. In northern Italy (Proto Decima and Zorzi, 1965, 24) the species is present from the zone of *Globorotalia pseudomenardii* to the *Globorotalia aragonensis* zone. Samuel and Salaj (1968, 164) described the species from the Late Paleocene to Middle Eocene in West Carpathians and have placed the species in

their zone of *Globorotalia aequa* to the zone of *Turborotalia (Acarinina) crassata densa*. In western Yugoslavia the species appears in the Eocene flysch at Postojna (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovce and Proto Decima, 1967, 44).

Globorotalia crassaformis (Galloway et Wissler)

1968 *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman, 1925) — Samuel and Salaj, 164, pl. 17, figs. 3 and 4.

1971 *Acarinina crassaformis* (Galloway and Wissler) — Subbotina, 290, pl. 21, figs. 1 to 7.

The species is common in the flysch at Podgrad. The dimensions of the test and the sizes of the chambers in different specimens are somewhat variable. These variations were also mentioned by Subbotina (1971, 291) while describing the *Acarinina crassaformis* from the Caucasias.

The range of the species may be disputed. It appears to be long for the planktonic species as has been mentioned by various authors from different areas.

The holotype has been described from the Late Cretaceous and Cushman (Subbotina 1971, 293) reported the species from the present sea as well. After Samuel and Salaj (1968, 165) it occurs in Early Eocene beds with the maximum development in the early part of the Middle Eocene layers; some have also been found in the lowermost part of the Late Eocene beds in the Carpathian region. According to them the species belongs to the biozones *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* to *Truncorotalia rohri*.

In Caucasias (Subbotina, 1971, 292) the species occurs mainly in the zone with the conical *Globorotalia* and in the zone of *Acarinina* (Early Eocene to early part of the Late Eocene).

Globorotalia interposita (Subbotina)

1971 *Acarinina interposita* Subbotina — Subbotina, 303, pl. 23, figs. 6 to 7.

The species is common in the flysch. The *Globorotalia interposita* from Podgrad shows variability in the convexity on the spiral side. There are some specimens with almost flat spiral side whereas others are markedly convex. The ultimate chamber of some forms is smaller than the penultimate one and often contains a supplementary small vesicular chamber as has been pointed out by Subbotina (1971, 304).

The species has been mentioned from the Caucasias in the USSR and ranges from Paleocene to Middle Eocene representing the zone of compressed *Globorotalia* to the same of conical *Globorotalia* (Subbotina, 1971, 304).

Globorotalia pseudotopilensis (Subbotina)

1957 *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina) — Loeblich and Tappan, 194, pl. 60, fig. 2.

1962 *Globorotalia (Acarinina) pseudotopilensis* (Subbotina) — Hillebrandt, 143, pl. 14, fig. 1.

- 1965 *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina) — Proto Decima and Zorzi, 28, pl. 4, fig. 8.
 1968 *Turborotalia (Acarina) pseudotopilensis* (Subbotina) — Samuel and Salaj, 172, pl. 14, fig. 2.
 1971 *Acarina pseudotopilensis* Subbotina — Subbotina, 294, pl. 21, figs. 8—9, pl. 22, figs. 1—3.

The species is rare in the flysch of Podgrad but resembles the type species from the Caucasia of the USSR (Subbotina, 1971, 294).

According to Subbotina (1971, 295) the species occurs in the Caucasia from the compressed *Globorotalia* to conical *Globorotalia* zone of Paleocene to Middle Eocene. In the Central Carpathians it occurs in the same age from the *Globorotalia aequa* to *Globorotalia aragonensis crater* zones (Samuel and Salaj, 1968, 172). According to Proto Decima and Zorzi (1965, 28) the species ranges in northern Italy from the *Globorotalia rex* zone to the *G. aragonensis* zone. This species has also been reported from the Nanafalia formation (Early Eocene) of Alabama, U.S.A. (Loeblich and Tap-

Table 2 — Tabela 2

Planktonic species from Podgrad and the corresponding biozones
 Planktonske vrste iz Podgrada in ustrezne biocone

ZONATION AFTER POSTUMA 1971 BIOCONE PO POSTUMI 1971		SPECIES	<i>Globorotalia pseudomenardi</i>	<i>Globorotalia veinacensis</i>	<i>Globorotalia rex</i>	<i>Globorotalia formosa-aragonensis</i>	<i>Globorotalia bulbrocki</i>	<i>Globigeropsis kugleri</i>
Globigerina	<i>linaperta</i>							
	<i>taroubaensis</i>							
	<i>turgida</i>							
	<i>triangularis</i>							
Globorotalia	<i>aragonensis</i>							
	<i>convexa</i>							
	<i>crassaformis</i>							
	<i>interposita</i>							
	<i>pseudotopilensis</i>							
	<i>rotundimarginata</i>							

pan, 1957, 194). In western Yugoslavia, at Postojna, it has been found in the Eocene flysch (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 12).

Globorotalia rotundimarginata (Subbotina)

1965 *Globorotalia rotundimarginata* (Subbotina) — Proto Decima and Zorzi, 30, pl. 2, fig. 7.

1968 *Turborotalia* (*Acarinina*) *rotundimarginata* (Subbotina) — Samuel and Salaj, 172, pl. 19, figs. 1 and 2.

1971 *Acarinina rotundimarginata* Subbotina — Subbotina 308, pl. 25, figs. 1—3.

The species is common and closely similar to the forms of *Subbotina* (1971, 308) and others.

According to Subbotina (1971, 308) the species occurs in the Early, Middle and Late Eocene. It is most abundant in the early part of the Late Eocene.

In the Carpathians the species occurs in the early part of the Late Eocene (Samuel and Salaj, 1968, 172). Proto Decima and Zorzi (1965, 30) described this species from the zone of *Globorotalia aragonensis* in northern Italy. It has also been reported from the Eocene flysch of Postojna (Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 13).

5. Nummulitinae

Mujibur R. Khan and Rajko Pavlovec

Operculina marinellii similis n. ssp.

Plate 4, figs. 1 to 8, plate 5, fig. 1

1967 *Operculina* cf. *marinellii* — De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 40.

Derivatio nominis: The new subspecies resembles the *Operculina marinellii marinellii*.

Holotypus: B form in the collection of the Institute of Geology and Paleontology, Ljubljana University, inv. no. 3838.

Paratypi: B forms in the same collection as the holotypus.

Locus typicus: 1 km north northwest of Podgrad, SW Slovenia, western Yugoslavia.

Stratum typicum: Lower part of the Middle Cuisian.

Diagnosis: *Operculina* with the larger test and somewhat slower increasing of the whorls as *Operculina marinellii marinellii*.

B form. The test is about 1 mm thick with a maximum diameter of 13 mm, often with slightly elevated area at the centre which is covered by slightly projecting bosses, almost circular in outline with somewhat undulated outer margin.

The septa and the marginal cord are remarkable and occasionally the marginal cord forms a distinct relief from the test surface. The number of the whorls

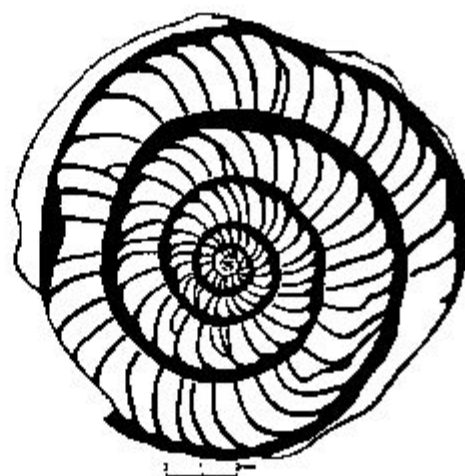


Fig. 3. *Operculina marinellii similis*
n. ssp., B form. Podgrad No. 3830

Sl. 3. *Operculina marinellii similis* n.
ssp., oblika B. Podgrad, inv. št. 3830

in usually 6 to 6 1/4 and they increase rapidly; the septa are numerous, in the final whorl 33 to 35 and are usually perpendicular to the marginal cord and nearly straight. The septa are thin and thickened in their upper parts (fig. 3). Well preserved tests show granulation between the septa.

Table 3 — Tabela 3

Numerical data for the subspecies *Operculina marinellii similis*, B form
Številčni podatki za podvrsto *Operculina marinellii similis*, oblika B

Sample Primerak	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	L ₂	L ₃	L ₄	L ₅	L ₆
1	17	23	27	33	0,3—L ₁	0,3	0,6	0,6	0,4
2	17	22	29	34	0,3—L ₁	0,1	0,4	0,7	0,8
3	16	23	29	34	0,3—L ₁	0,2	0,7	0,6	0,6
4			29	35		0,6—L ₂	0,4	0,6	0,6
5			29	33		0,8—L ₂	0,3	0,6	0,8

1 Holotypus

2—5 Paratypi

S₃, S₄... Number of septa in the third, fourth, ... whorl
Število sept v tretjem, četrtem ... zavoju

L₂, L₃... Height increase in the second, third ... whorl
Prirastek višine v drugem, tretjem ... zavoju

Remarks. The new *Operculina* belongs to the granulated operculinas which have granules between the septa. Hottinger (1964, 1019) put into this group the species *Operculina marinellii marinellii* from Cuisian and *Operculina praespira* from Lower Lutetian. Between the two species transitional forms exist (*O. aff. praespira*). To the same group belongs also the *Operculina eziliiformis* (Pavlovic, 1966) from the Middle Eerdian.

All the forms mentioned above are similar regarding the course of the whorls, the shape of the septa and chambers, and the marginal cord. The

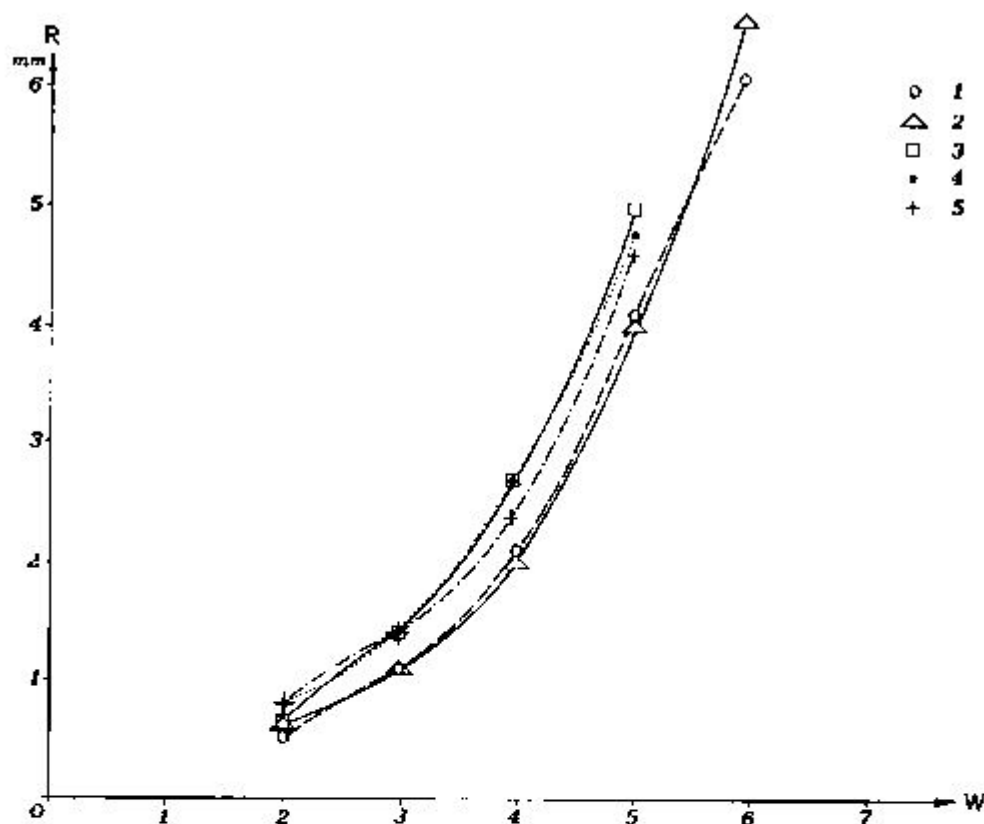


Fig. 4. Diagram of the whorls at the *Operculina marinellii similis* and *O. marinellii marinellii*, B forms

Sl. 4. Diagram zavojev pri podvrstah *Operculina marinellii similis* in *O. marinellii marinellii*, oblike B

- 1 *Operculina marinellii similis* (holotypus)
 2 *Operculina* aff. *marinellii* (Drobne & Pavlovec, unpublished)
 3 *Operculina marinellii marinellii* (Dainelli, 1915)
 4 *Operculina marinellii marinellii* (Hottinger, 1964)
 5 *Operculina marinellii marinellii* (Montanari, 1984)
 R Radius, in millimetres — Polmer, izražen v milimetrah
 W Number of whorls — Število zavojev

Operculina exiliformis has the smallest test among all of them, while the *O. praespira* has the largest. In between are the *Operculina marinellii marinellii* and *O. marinellii similis*. The maximum diameter of the type belonging to the form *Operculina marinellii marinellii* described by Dainelli (1915, 170) is 11 mm but most common occurrences are 5 to 6 mm. The maximum diameter of the *Operculina marinellii similis* is 13 mm, common being 10 to 12 mm. The whorls (W/R, fig. 4) increase slower than those of the form described by Dainelli (1915, 170), Hottinger (1964, 1020, and Montanari (1984, 59).

The type species as well as the species mentioned by Hottinger (1964, 1920) usually have five whorls whereas the present subspecies generally has six.

To the subspecies *Operculina marinellii similis* the *Operculina* aff. *marinellii* is to be assigned. This form has been found at Smrčun near Slovenj Gradec, northern Slovenia (Drobne and Pavlovec, unpublished). Its test has 6 1/2 whorls, the diameter of 12,6 mm and the same rate of the whorls increase as the holotypus.

In the Ustje series of Vipava valley the *Operculina* cf. *marinellii* (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 40) occurs. After having studied the original material it is evident that the *Operculina* from Ustje belongs to the subspecies *Operculina marinellii similis*.

The new subspecies is similar to the older *Operculina exiliformis*, which has somewhat thinner marginal cord, and to the *O. praespira* which is larger.

Table 4 — Tabela 4

Number of septa in *Operculina marinellii similis* and in some similar B forms
Število sept pri podvrsti *Operculina marinellii similis* in pri nekaterih sorodnih oblikah B

Species or subspecies Vrsta ali podvrsta	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈
<i>Operculina marinellii similis</i> , Smrčun (Drobne and Pavlovec, unpublished)	18	22	27	33		
<i>Operculina marinellii marinellii</i> Friuli (Dainelli, 1915, pl. 16, fig. 28)	19	23	31			
<i>Operculina marinellii marinellii</i> (Hottinger, 1964, pl. 3, fig. 10a)	23	28	31			
<i>Operculina marinellii marinellii</i> (Montanari, 1964, pl. 16, fig. 15)	15	20	28			
<i>Operculina exiliformis</i> (Pavlovec, 1966, pl. 2, fig. 3)		20	31	38		
<i>Operculina</i> aff. <i>praespira</i> (Crni Kal, north Istria)	20	25	31	36		
<i>Operculina praespira</i> (Pavlovec, 1969, pl. 10)			23	28	40	55

S₃, S₄... Number of septa in the third, fourth... whorl
Število sept v tretjem, četrtem... zavoju

Stratigraphic remarks. In the locality of Podgrad *Operculina marinellii similis* appears in the biozone *Globorotalia formosa* and *Discoaster sublodoensis*, that is in the lower part of the Middle Cuisian. To the Middle Cuisian belongs also *Operculina marinellii similis* from Smrčun near Slovenj Gradec and the one from Ustje in Vipava valley. *Operculina marinellii marinellii* occurs in Friuli together with the species *Nummulites irregularis* Deshayes (Dainelli, 1915). As the associated fauna is not precisely determined, the stratigraphic level of Friuli locality is not clear. Hottinger (1964, 1920) too does not state the exact stratigraphic horizon for *Operculina marinellii marinellii*, while Kecskeméti (1970, 154) attributes this form to the Lower Lutetian, and Montanari (1964, 59) even to the Upper Lutetian.

Assilina laxispira De la Harpe et Rozložník

- 1926 *Assilina placentula* Deshayes sp. vel *Assilina granulosa* D'Archiac var. *laxispira* n. var. — De la Harpe and Rozložník, 92.
 1951 *Assilina douvilléi* Abrard & Fabre 1944 — Schaub, 212—214, figs. 323, 325—328, pl. 9, figs. 12—16.
 1953 *Assilina laxispira* De la Harpe — Schaub, 293—294, fig. 5.
 1966 b *Assilina laxispira* De la Harpe, 1926 — Schaub, 376, pl. 2, fig. 19.

Only one test of the microsphaeric form has been found.

The whorls grow regularly with the exception of the first three, which increase more slowly than the others. The thin septa are flat or slightly bending back, only in the upper part they are bent strongly. The chambers are higher than broad and only a few chambers approach the isometric form. The marginal cord increases proportionally.

The species *Assilina laxispira* belongs to the Middle Cuisian.

Nummulites aquitanicus Benoist

Plate 5, figs. 2 and 3

- 1951 *Nummulites aquitanicus* Benoist 1888 — Schaub, 182—185, figs. 257—266, pl. 7, figs. 1—13.
 1966 *Nummulites aquitanicus* Benoist, 1889 — Schaub, 371, fig. 6, pl. 3, figs. 18—22.
 1973 *Nummulites aquitanicus* Benoist, 1889 — Kapellos, 68—70, figs. 111—118, pl. 44, figs. 3—9.

B form. The test is thin and flat showing eight whorls. Its diameter is 8.5 mm. In the centre there are several irregular and clear granules which disappear somewhere near the half of the test. From there on only a little sinuous septal lines occur. At the septal lines trabecules transverses can be noticed.

The whorls in the inner part of the test increase regularly. The marginal cord is thick and comprises in some whorls almost one half of the whorl's height.

The septa in the inner whorls are slightly bent and inclined. In the outer whorls they are bent much more. Some of the septa are bent back strongly. All septa are coarse, the thickest being near the marginal cord.

Table 5 — Tabela 5

The number of septa in the species *Nummulites aquitanicus*, B form
 Število sept pri vrsti *Nummulites aquitanicus*, oblika B

Locality Nahajatišče	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₇
Podgrad	18	22	26	25	33	34*
Rossboden (Schaub, 1951, fig. 265)		19	24*	24*	30*	32*
Rottenbach (Kapellos, 1973, fig. 113b)		19	24	29	30	
Höllbach-Schwyberg (Kapellos, 1973, fig. 112)		14	17	22*	28*	30*

* The number of the septa has been calculated from one half of the whorls. — Število sept je bilo preračunano iz polovice zavojev.

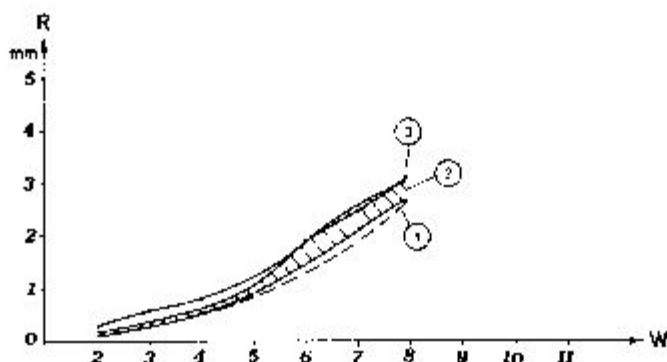


Fig. 5. Diagram of the whorls at the *Nummulites aquitanicus* and *N. jacquoti*, B forms

Sl. 5. Diagram zavojev pri vrstah *Nummulites aquitanicus* in *N. jacquoti*, oblike B

1 *Nummulites jacquoti* (Kapellios, 1973, fig. 116)

2 *Nummulites aquitanicus* (Kapellios, 1973, fig. 116)

3 *Nummulites aquitanicus*, Podgrad

R Radius, in millimetres — Polmer, izražen v milimetrih

W Number of whorls — Število zavojev

In the early whorls the chambers are higher than broad. In the outer whorls they become longer so that they are nearly isometric. The upper parts of the chambers are slightly arched.

Remarks. At Ustje *Nummulites jacquoti* De la Harpe (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 230), has been found. It resembles somewhat *Nummulites aquitanicus*, but the former has numerous distinct granules on the surface. The septal lines are smoother. The whorls increase also in the outer part (fig. 5) where the septa are slightly straighter and the chambers shorter.

The interesting morphological particularities have been pointed out already by Schaub (1951, 182—184). The tests of the *Nummulites aquitanicus* from the younger strata (from the biozone *Nummulites praelaevigatus*) resemble much more the species *N. laevigatus* than the typical form of *N. aquitanicus*. First of all they have somewhat lower whorls and longer chambers, even longer than the form from Podgrad. The sample on the figure 264 (Schaub, 1951) still resembles a little the species *Nummulites planulatus* if we compare the course of the whorls and the shape of the chambers. The *Nummulites* from Podgrad does not resemble this specimen. This means that the development from the species *Nummulites planulatus* towards *N. aquitanicus* and further on to *N. laevigatus* proceeded in the direction of lowering the whorls and lengthening the septa. There is no doubt that all these nummulites are not on the same evolutionary line. Anyway, the species *Nummulites praelaevigatus* does not show the normal continuation of the development as its exterior is closer to the species *Nummulites aquitanicus* while its septa and chambers resemble more those of the species *N. laevigatus*. It is also difficult to place *Nummulites burtorfi* Schaub into this evolutionary line.

Into this group belongs also the specimen from Campo, Spain (Schaub, 1966b, pl. 3 and 4), determined as *Nummulites* aff. *aquitanicus*.

Age. Schaub (Hottinger, Lehmann and Schaub, 1964) ranges the species *Nummulites aquitanicus* in the transitional period from Lower to Middle Cuisian, or into the Lower and Middle Cuisian, respectively (Schaub, 1951). He establishes this species in the Middle Cuisian also later on (Schaub, 1965, 129), while in the Campo profile he does not decide clearly upon the age of this species. His similar form, the *Nummulites* aff. *aquitanicus*, has been reported from the Middle Cuisian (Schaub, 1966b, 358). Lately it was Kapellos (1973, 69—70) who made most interesting conclusions about the age. He has found a lot of *Nummulites aquitanicus* in the Lower and Middle Cuisian. Specimens on plates 112 and 113 show the characteristics mentioned already by Schaub. The Lower-Cuisian nummulites still has narrower chambers and somewhat higher whorls, while the Middle-Cuisian one has somewhat longer chambers and lower whorls.

Considering the equatorial section, the specimen from Podgrad could probably be attributed to another species, but its exterior is characteristic for the *Nummulites aquitanicus*. Anyway, it is by no means identical with Schaub's (1966b) Middle-Cuisian specimens *N.* aff. *aquitanicus*.

The conclusion arising from all this is that the *Nummulites aquitanicus* lived in the Lower and Middle Cuisian, and that it lived even a little longer than we thought up to now.

Nummulites ustjensis De Zanche et Pavlovec

Plate 6, figs. 1 to 3

1929 *Nummulina striata* (B) Bruguière — Rozložník, 128, pl. 6, fig. 6.

1967 *Nummulites ustjensis* n. sp. oblika B — De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 232—233, pl. 8, fig. 3, pl. 9, figs. 1—2, pl. 10, figs. 1—2, pl. 11, fig. 1.

B form. In the flysch of Podgrad only the microsphaeric form has been found, so that we still do not know the megalosphaeric one. The test of the B form is very thin and has a rather sharp margin. On the surface there are numerous septal lines which are slightly bent. There are granules and also in the intermediate skeleton there are no bosses.

The whorls increase normally up to the fifth one, then they increase more quickly up to the tenth whorl. After that they remain of the same height or even decrease (fig. 6). The marginal cord is rather strong and sometimes comprises even more than one third of the whorl. It grows up to the ninth whorl then it remains unchanged till the end, or even gets thinner.

The septa are coarse. At the bases they have indistinct feet. In the first three or four whorls the septa are nearly flat. In the later whorls they are curved and thickened and strongly bent back close to the marginal cord.

The chambers in the early whorls are higher than broad but some of them are also rather isometric. In the later whorls the chambers are isometric and in some of them the length considerably exceeds the height.

In two best preserved samples the number of septa is as shown in the table 6.

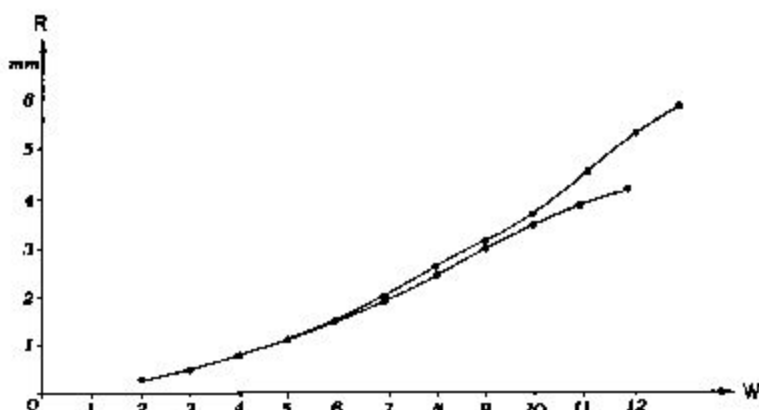


Fig. 6. Diagram of the whorls at the *Nummulites ustjensis*, B form.
Podgrad

Sl. 6. Diagram zavojev pri vrsti *Nummulites ustjensis*, oblika B.
Podgrad

R Radius, in millimetres — Polmer, izražen v milimetrih
W Number of whorls — Stevilo zavojev

Table 6 — Tabela 6

The number of septa in the species *Nummulites ustjensis*, B form
Stevilo sept pri vrsti *Nummulites ustjensis*, oblika B

Locality Nahajališče	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁	S ₁₂
Podgrad	6	14	19	25	28	36	40	43	53	51	52	66
Podgrad			20	25	38	34	34	41	53	60	60	68
Ustje — holotypus		16	20	24	36	36	40	46	54	50	64	68

Remarks. Podgrad is the second locality of the species *Nummulites ustjensis* in Slovenia. But it has been found also in the locality of Brusaferrri near the village Bolca (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 233).

From Podgrad a form has been determined which shows a more quick increasing of the younger whorls (fig. 6). Somewhat similar course of the whorls occurs in *Nummulites striatus* Bruguière and *N. aff. ustjensis* from Ustje (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 230—231, fig. 6) which we describe now as *Nummulites brkiniensis* n. sp.

Age. The flysch at Ustje with the species *Nummulites ustjensis* has been placed in the period of transition between the Lower and Middle Cuisian (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 232)

Nummulites brkiniensis n. sp.

Plate 6, figs. 4 to 6, plate 7, figs. 1 and 2

1967 *Nummulites* aff. *ustjensis* n. sp. — De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 233, pl. 11, fig. 2.

Derivatio nominis: After the region of Brkini where the locality of the holotypus is situated.

Holotypus: Inv. no. 3844, B form, Institute for Geology and Paleontology, University of Ljubljana.

Paratypus: Inv. no. 3845, 3846, 3847, 3848, all the B forms, in the same collection as the holotypus.

Locus typicus: The locality with nummulitins at Podgrad, Brkini, SW Slovenia.

Stratum typicum: Flysch, Middle Cuisian.

Diagnosis: *Nummulites* with a larger test, denser and highly bent septa as in the very similar species *Nummulites ustjensis*.

B form. The test is thin getting slightly thicker only at the centre. The margin is slightly rounded. On the surface there are thin, dense and rather sinuous septal lines which often split. Some samples show distinct trabecules transverses.

All whorls increase regularly, the older ones somewhat slowly, though the middle ones rather quickly and the younger ones much more slowly than the middle ones. The marginal cord is regular and strongest in the middle, that is at the highest whorls.

The septa in the early seven or eight whorls are nearly flat, slightly inclined and only at the top highly bent. In the following whorls they are more inclined and often regularly bent along the whole height. The chambers are usually higher than broad, only some chambers of the early whorls are nearly isometric. Where the chambers are longer their roof is only slightly arched while in the narrow and high chambers it is strongly arched.

The characteristic data of the new species are shown in table 7.

Table 7 — Tabela 7

Measurements of the species *Nummulites brkiniensis* n. sp., B form, from the locality Podgrad

Meritveni podatki za vrsto *Nummulites brkiniensis* n. sp., oblika B, iz nahajališča Podgrad

Sample — Primerki	Di.	W	Se	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	S ₉	S ₁₀	S ₁₁	S ₁₂	S ₁₃
Holotypus														
inv. no. 3844	17	16	12	20	28	44	36	52	56	64	60	58	84	106
inv. no. 3845	11,4	11				36	36	40	52	60	60	60		

Di. Diameter, in millimetres — Premer, izražen v milimetrih

W Whorls number — Število zavojev

S₁, S₂ ... Number of septa in the first, second ... whorls — Število sept v prvem, drugem ... zavoju

Remarks. It is sometimes difficult to tell apart the species *Nummulites brkiniensis* from the species *N. ustjensis*. At Ustje it has been already distinguished the form *Nummulites* aff. *ustjensis* (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1987, 233, pl. 11, fig. 2), which was larger than the original *N.*

ustjensis. There is no doubt that this form belongs to the species *Nummulites brkiniensis*.

The species *Nummulites brkiniensis* differs from *N. ustjensis* mostly by its larger test. Furthermore *Nummulites ustjensis* has less bent septa, longer chambers and whorls increasing more regularly than in *N. brkiniensis*.

Age. *Nummulites brkiniensis* has been up to now found only in the Plioch at Podgrad in the lower part of the Middle Cuisian beds and at Ustje in the period of transition between the Lower and Middle Cuisian (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967).

Nummulites postbearnensis n. sp.

Plate 8, figs. 1 and 2

1967 *Nummulites* ex gr. *planulatus* — Gospodarič, Kolosváry, Pavlovec and Proto Decima, 45, fig. 4.

Derivation nominis: The new species is similar to the species *Nummulites bearnensis* Schaub et Schweighauser but it is younger than *N. bearnensis*.

Holotypus: Inv. no 3850, B form, Institute for Geology and Palaeontology, University of Ljubljana.

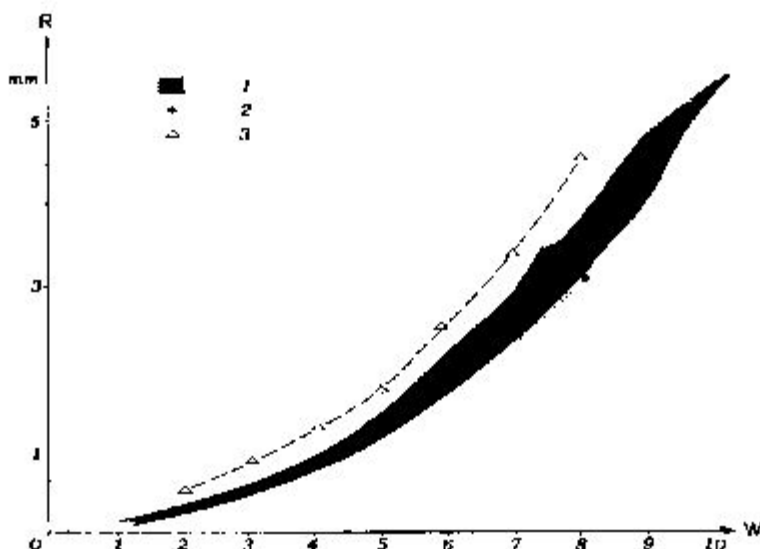


Fig. 7. Diagram of the whorls at the *Nummulites postbearnensis* and some similar B forms

Sl. 7. Diagram zavojev pri vrsti *Nummulites postbearnensis* in nekaterih podobnih B oblikah

1 *Nummulites aquitanicus* (Schaub, 1951, fig. 257)

2 *Nummulites jacqueti* (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, pl. 7, fig. 3)

3 *Nummulites postbearnensis* (holotypus). Podgrad

R Radius, in millimetres — Polmer, izražen v milimetrih

W Number of whorls — Število zavojev

Locus typicus: The locality of the nummulitins at Podgrad, Brkini, SW Slovenia.

Stratum typicum: Flysch, Middle Cuisian.

Diagnosis: *Nummulites postbearnensis* has a larger test and the septa are more bent than in *N. bearnensis*. The test is completely involute.

B form. The test is thin and it thickens a little only at the centre. The margin is rounded. The septal lines are somewhat sinuous and sometimes they break up sharply or even split.

The whorls increase quickly and regularly (fig. 7). The marginal cord is strong and proportionally thick. The septa are slightly but regularly bent along the whole length. Their lower parts are very thin and they get thicker in the upper parts. At their bases there are indistinct feet. The chambers are higher than broad and somewhat slightly arched.

The characteristics: Dm/W (test diameter: number of whorls) = 9/9, 11/11; D (test thickness) = 2 to 3 mm; number of septa $S_4 = 18$, $S_5 = 22$, $S_6 = 28$, $S_7 = 30$, $S_8 = 40$ and $S_9 = 42$.

Remarks. *Nummulites postbearnensis* has been determined from different localities in Slovenia. It has been found at Podgrad and Polok (both in Brkini, SW Slovenia). The *Nummulites ex gr. planulatus* (Gospodarič and others, 1967, 45, fig. 4) occurring in the breccia near the railway station of Postojna is actually *N. postbearnensis*. There it appears together with the *Nummulites prae-lucasi* Douvillé which lived according to Kapellos (1973, 55) from the Lower to the Upper Cuisian.

The new species got its name from the species *Nummulites bearnensis*, previously described as *N. planulatus bearnensis* (Schaub and Schweighauser, 1951, 237—239, figs. 1—3, 8—7) and later as *N. bearnensis* (Schaub, 1960, 446). Our forms differ from this Upper-Ilerdian species by their size (test diameter of the *N. bearnensis* is $Dm =$ up to 6 mm), by the septa (in the new species the septa are more bent than in *N. bearnensis*), and by the involution. According to Schaub (1960, 446) *Nummulites bearnensis* has evolute younger whorls, while *N. postbearnensis* has a quite involute test. Considering the involute test the new species is closer to the species *Nummulites planulatus* Lamarck which has similarly shaped test and similar course of the septal lines. But the typical *Nummulites planulatus* has a thinner marginal cord, higher whorls and the septa are more bent. *Nummulites postbearnensis* differs also from the subspecies of the species *Nummulites planulatus* described by Schaub (1951) by the size of the test, the marginal cord and most frequently also by the whorls' height.

Nummulites postbearnensis is larger than *N. jacquoti* De la Harpe, has higher whorls, more bent septa and thinner septal lines. It differs from the *Nummulites aquitanicus* by its exterior where no granules have been developed, by its shorter chambers and by the septa which are thickened at their upper parts. *Nummulites postbearnensis* has lower whorls and denser, more bent septa than *N. eritis* Douvillé.

Close to the new species is also the form from Friuli, determined by Dainelli (1951, pl. 22, fig. 17) as *Nummulites pulchellus* Hantken. It differs from the species *Nummulites postbearnensis* mostly by the more bent and denser

septa. The Dainelli's form could most probably be attributed to the species *Nummulites planulatus*.

Schaub engaged himself in studying the nummulites cognated with the species *Nummulites postbearnensis*. He described the transitional form as *Nummulites exilis-planulatus* (Schaub, 1951, 170—171, figs. 231—232). This form resembles very much the species *Nummulites exilis* by its quickly increasing whorls, and by its appearance it resembles the species *N. planulatus*. It differs from the *N. postbearnensis* by the smaller test and above all by the less bent septa. Later on Schaub (1960, 444—446) described the Middle-Erdian species as *Nummulites cuisensis* D'Archiac which is very close to the species *Nummulites bearnensis*. Both have tests in which the younger whorl is not involute. As the *Nummulites postbearnensis* has a completely involute test it is closer to the species *N. planulatus*.

Schaub (1950, 244) places the subspecies *Nummulites planulatus cussacensis* Schaub phylogenetically after the type *N. planulatus planulatus*. In such a way it represents a transitional form towards the granulated species *N. jacquoti* and *N. burtoni* Schaub. It has otherwise higher whorls than the type-form (Schaub, 1951, 178) but the decreasing of the whorls is a regular appearance in the evolution (cf. Schaub, 1962 b, 288—289). The transitional form *Nummulites exilis-planulatus* has lower whorls than *N. exilis*. Therefore it is not probable that the *N. planulatus cussacensis* were a successor of the *N. planulatus planulatus*. We probably have here a special evolutionary line which might be a continuation of the one with the *Nummulites exilis-planulatus*. In this case, of course, the *Nummulites planulatus cussacensis* loses its meaning of the subspecies and becomes an independent species *Nummulites cussacensis* Schaub.

Nummulites rotularius Deshayes

Plate 9, figs. 1 and 2

- 1929 *Nummulina rotularia* Deshayes — Rozlozsnik, 103—106, 180, 183 (partim), pl. 3, fig. 14, 19, 28.
 1929 *Nummulina rotularia* (B) Deshayes *paucicamerata* n. var. — Rozlozsnik, 181, pl. 3, fig. 12.
 1951 *Nummulites rotularius* Deshayes 1838 — Schaub, 125, fig. 111.
 1961 *Nummulites rotularius* Deshayes — Nemkov and Barhatova, 69—72, pl. 6, figs. 12, 15—19.
 1967 *Nummulites rotularius* Deshayes, oblika B — De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 221—223, pl. 2, figs. 1—2, pl. 3, fig. 1, pl. 4, fig. 2.
 1973 *Nummulites rotularius* Deshayes, 1838 — Kapellos, 82, figs. 178—185, pl. 43, fig. 8, pl. 45, figs. 1—2.

B form. At Podgrad only the microsphaeric form of the species *Nummulites rotularius* has been found up to now. The test thickens quickly from the margin towards the centre so that it is not lenticular but somewhat globular. In the exterior there are slightly undulated or nearly flat septal lines and rather distinct trabecules transverses.

The whorls slowly and regularly increase (fig. 8), but several anomalies can be noticed. Some parts of the whorls are higher or lower than the normal ones.

The marginal cord is often very strong and comprises nearly one half of the whorl (plate 9, fig. 1).

The septa are highly bent, especially in the first whorls, so that they are nearly sickle-shaped. They are less curved in the later whorls. Everywhere they are inclined. The septa are thick along the whole length but they get thickest in the upper part.

The chambers are always longer than high but also some isometric ones appear. In longer chambers the roof is nearly flat while in the shorter ones it is slightly arched.

Remarks. The problem of the subspecies *Nummulites rotularius paucicameratus* has already been discussed (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 223). Not long ago Kapellos (1973) described the species *Nummulites rotularius* from the Gurnigelflysch and showed some of these forms in figures 178 to 182. We are convinced that all presented forms do not belong to the species *Nummulites rotularius*. The variations of the characteristics are too obvious, though even Kapellos himself mentions anomalies in the whorls. The form of the figure 180 with its narrower chambers and quite regularly bent septa perhaps is closer to the *Nummulites* from the group of *Nummulites planulatus* or even *N. praelaevigatus*. Kapellos further mentions the lenticular forms but does not state the dimensions and the *Nummulites rotularius* has a comparatively thick test. The specimen in the figure 180 (Kapellos, 1973) comes from the bed H₀26 of the Gurnigelflysch, which belongs, according to Kapellos, to the Upper Cuisian, while the characteristic samples of the species *Nummulites rotularius* are older.

Age. According to Hottinger, Lehmann and Schaub (1964, pl. 2) the species *Nummulites rotularius* lived sometime in the period of transition from the Lower to Middle Cuisian. In the Schlierenflysch it has been determined

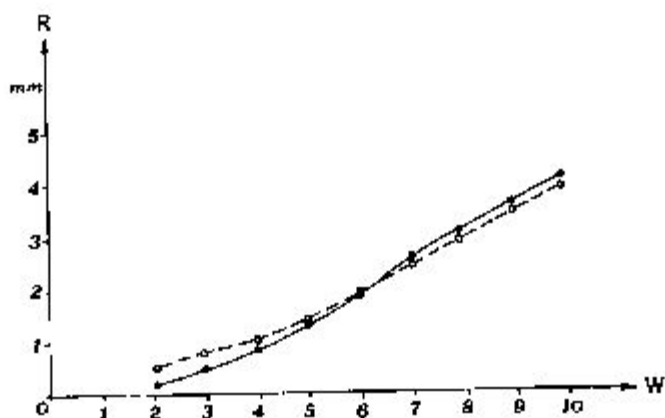


Fig. 8. Diagram of the whorls at the *Nummulites rotularius*, B form. Podgrad

Sl. 8. Diagram zavojev pri vrsti *Nummulites rotularius*, oblika B. Podgrad

R Radius, in millimetres — Polmer, izražen v milimetrih
W Number of whorls — Stevilo zavojev

in the lower part of the Middle Cuisian, that is in the lower part of the biozone, together with the species *Discoaster lodoensis* (Schaub, 1965). Kappalos (1973, 82), on the other hand, found this nummulites in the Gurnigelflysch in the layers from the Lower to the Upper Cuisian. We already have given our remarks to these Upper-Cuisian specimens. At Ustje in the Vipava valley the beds with the species *Nummulites rotularius* belongs to the period of transition between the Lower and Middle Cuisian (De Zanche, Pavlovic and Proto Decima, 1967).

Nummulites aff. *partsi tauricus* De la Harpe

Plate 8, fig. 3

At Podgrad we found only one sample of the microsphaeric form with a thin, lenticular test, which has a depressed margin. On its surface there are sinuous septal lines on which granules appear scatteredly.

The whorls increase rather regularly. The marginal cord is extremely thin. In the older whorls are the thin septa slightly inclined in the lower part while in the upper half or third they are more apparently bent backwards. In the younger whorls the septa are higher drawn backwards in the upper part, so that they are often sickle-shaped. These septa are rather irregular. The chambers depend on the shape of the septa; in the older whorls are higher than broad, and in the younger whorls they are longer.

If we consider the described characteristics, the *Nummulites* from Podgrad partly resembles the species *Nummulites bactchisaraiensis* Rozloznic, and partly the subspecies *N. partsi tauricus* (fig. 9). These transitional characteristics are the following:

1. Considering the coiling of the whorls the *Nummulites* of Podgrad comes between the species *Nummulites bactchisaraiensis* and the subspecies *N. partsi tauricus*.

2. On the surface the granules are not placed spirally and that is the reason for its closer similarity to the species *N. bactchisaraiensis*.

3. The marginal cord is thin, which makes it closer to the species *N. partsi tauricus*.

4. The older whorls are a little higher than in *N. bactchisaraiensis*.

5. The chambers are longer and the septa are more drawn back, which are more characteristics for the subspecies *N. partsi tauricus*.

6. The septa are often irregular, which can be noticed also in the subspecies *N. partsi tauricus*.

Owing to the mentioned characteristics the *Nummulites* of Podgrad is closer to the subspecies *Nummulites partsi tauricus* than to the species *N. bactchisaraiensis*. In our opinion the subspecies *Nummulites partsi tauricus* differs so much from the *N. partsi partsi* De la Harpe that it should be made an independent species *N. tauricus*, as has already been made by Rozloznic (1929, 115).

Both forms, *Nummulites bactchisaraiensis* and *N. partsi tauricus*, appear in the Upper Cuisian in the biozone *N. manfredi*, that is in a younger horizon than at Podgrad.

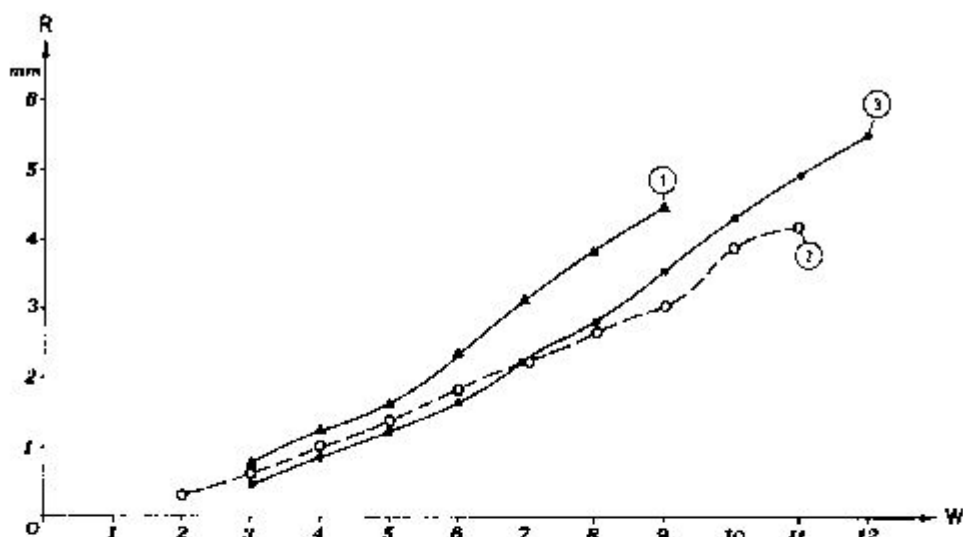


Fig. 9. Diagram of the whorls at the *Nummulites partschii tauricus* and some similar R forms

Sl. 9. Diagram zavojev pri podvrsti *Nummulites partschii tauricus* in pri nekaterih podobnih B oblikah

1 *Nummulites bactchisarolensis* (Kapellos, 1973, fig. 222)

2 *Nummulites partschii tauricus* (Kapellos, 1973, fig. 222)

3 *Nummulites aff. partschii tauricus*, Podgrad

R Radius, in millimetres — Polmer, izračen v milimetrih

W Number of whorls — Število zavojev

Nummulites subdistans De la Harpe et. Rozložnik

Plate 9, figs. 3 and 4

1926 *Nummulina subdistans* n. sp. — De la Harpe and Rozložnik, 21.

1929 *Nummulina subdistans* De la Harpe — Rozložnik, 212, 215—216, pl. 2, figs. 16, 23, pl. 3, fig. 7, pl. 8, fig. 8.

1951 *Nummulites subdistans* De la Harpe (—Rozložnik) 1926, A-Form — Schaub, 197, figs. 291—293.

1973 *Nummulites subdistans* De la Harpe (—Rozložnik), 1926 — Kapellos, 91—92, figs. 224—229, pl. 42, fig. 14.

A form. The small nummulites has a lenticular test which slowly thickens towards the centre. The margin is rounded and rather wide. On the surface there are nearly straight, thin septal lines. In the centre of the test the septal lines unite in the indistinct boss.

Test diameter is 4,5 mm, the test has four whorls so that the relation $W/R = 4/2,2$ mm. This matches completely with Rozložnik's data (1929, 211) for the typical representatives of this species which have

$$Dm/R = \frac{4}{2,2 \text{ to } 2,8} \quad \frac{5}{2,6 \text{ to } 2,9} \quad \frac{6}{3,2}$$

The specimens described by Kapellos (1973, 91) have somewhat lower whorls i.e. $W/R = 4/1,6$ to $1,8$; $3/1,3$.

The protoconch is round and big, $M = 0,45$ mm. According to Rozlozsnik (1929, 211) the protoconch diameter is 0.3 to 0.4 mm, while Kapellos (1973, 91) refers sizes 0.25 to 0.45 mm. In that case the sample from Podgrad comes among those with the biggest protoconch.

The first whorl is the highest. The rest increase quite slowly and the youngest is sometimes the lowest (fig. 10). The septa in the lower part are thin, slightly inclined to the marginal cord and a little bent or nearly straight. In the upper part they are strongly bent and thick. This rather remarkable thickening has been brought to attention also by Rozlozsnik (1929, 216). But there are considerable transitions from the less inclined and drawn back septa to such which are much more inclined and curved back. The number of septa is the following: $S_1 = 10$, $S_2 = 26$, $S_3 = 30$, $S_4 = 40$.

The chambers are higher than broad. Where the septa are strongly sickle-shaped the chambers are much longer in their upper parts. The marginal cord is strong and comprises from one quarter to one fifth of the whorl's height.

Remarks. The species *Nummulites subdistans* was first described by Rozlozsnik in 1926 after unpublished work of P. De la Harpe. In the publication both are cited as authors, though with the notes «d'après les manuscrits inédits de Prof. Philippe De la Harpe», and «rédigé par Paul Rozlozsnik». Therefore we consider both as the authors of the species *Nummulites subdistans*.

To the species *Nummulites subdistans* certain nummulites are attributed which sometimes differ from the typical form. Schaub (1951) described two similar forms, *Nummulites subdistans* and *N. aff. subdistans*. The latter differs from the typical form of the species *Nummulites subdistans* by the smaller test.

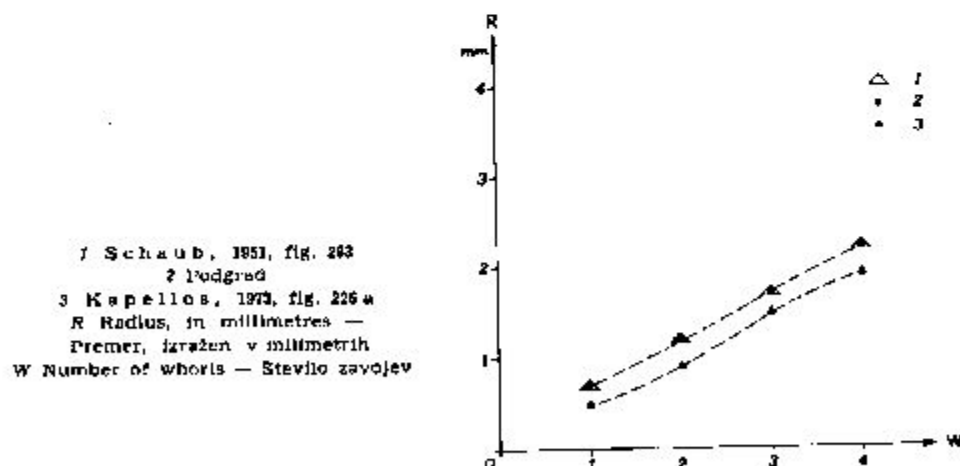


Fig. 10. Diagram of the whorls at the species *Nummulites subdistans*, A form
Sl. 10. Diagram zavojev pri vrsti *Nummulites subdistans*, oblika A

not granulated surface, lower whorls, thinner septa and smaller protoconch. The mentioned characteristics give reason that a new species would be introduced.

Kapellos (1973) also found some samples in the Gurnigelflysch in Switzerland which he partly described as *N. aff. subdistans*. But this *Nummulites aff. subdistans* (Kapellos, 1973, fig. 223) is not identical with the equally described Schaub's form (1951, figs. 294—296). The sample from the locality of La Bi Gite (Kapellos, 1973, fig. 223) corresponds by its size with the typical forms of the species *Nummulites subdistans*, but its septa are too much sickle-shaped and not enough broken in the middle, which is a characteristic of the *Nummulites subdistans*. Its whorls increase more quickly than in the typical *N. subdistans*. There is another point that all forms described by Kapellos as the *Nummulites subdistans* does not show characteristic features of this species. Such are the forms originating from the Höllbach-Schwyberg section (figs. 227 and 228), and from the Rottenbach profile (fig. 229). All these forms appear in the Lower Cuisian beds, or in the Upper Cuisian (= *N. aff. subdistans*) respectively. In our opinion the typical samples of the species *Nummulites subdistans* occur in the Middle Cuisian beds of the Gurnigelflysch.

Nummulites subdistans is similar to the species *N. archiaci* Schaub. It can be distinguished from it by the lower whorls, smaller protoconch and less sickle-shaped septa.

Age. The *Nummulites subdistans* appears in the Schlierenflysch (Schaub, 1965, 129) in the upper part of the Lower Cuisian and in the lower part of the Middle Cuisian i. e. in the zone *Discoaster lodoensis*. Kapellos (1973, 92) mentioned this species from the Lower and Middle Cuisian beds.

Plate 4 — Tabla 4

- Operculina marinellii similis* n. ssp., B form — oblika B
 1 inv. No. 3836, holotypus, Podgrad
 2 inv. No. 3841, Podgrad
 3 inv. No. 3842, Podgrad
 4 inv. No. 3840, Podgrad (surface — površina)
 5 inv. No. 3839, Podgrad (surface — površina)
 6 inv. No. 840, Ustje
 5 × enlarged — 5 × povečano
 The photographs of the nummulitins made by M. Grm
 Numulitine je fotografiral M. Grm

Plate 5 — Tabla 5

- 1 *Operculina marinellii similis* n. ssp., B form — oblika B
 Smrčun near Slovenj Gradec (Slovenia, W Yugoslavia)
 2, 3 *Nummulites aquitanicus* Benoist, B form — oblika B
 Podgrad, inv. No. 3843
 10 × enlarged — 10 × povečano

Plate 6 — Tabla 6

- 1, 2, 3 *Nummulites ustjensis* De Zanche et Pavlovec, B form — oblika B, Podgrad
 1 inv. No. 3845
 2 inv. No. 3846
 3 inv. No. 3837

- 4, 5, 6 *Nummulites brkiniensis* n. sp., B form — oblika B. Podgrad
 4 inv. No. 3845
 5 inv. No. 3846
 6 inv. No. 3847
 5 × enlarged — 5 × povečano

Plate 7 — Tabla 7

- Nummulites brkiniensis* n. sp., B form — oblika B. Podgrad
 1 inv. No. 3848
 2 inv. No. 3844 (holotypus)
 5 × enlarged — 5 × povečano

Plate 8 — Tabla 8

- 1 *Nummulites postbearnensis* n. sp., B form — oblika B. Podgrad,
 inv. No. 3850 (holotypus)
 2 *Nummulites postbearnensis* n. sp., B form — oblika B. Podgrad,
 inv. No. 3851
 3 *Nummulites* aff. *partsch* *tauricus*. B form — oblika B. Podgrad,
 inv. No. 3855
 fig. 1. 10 × enlarged, figs. 2. and 3. 5 × enlarged
 sl. 1. 10 × povečana, sliki 2. in 3. 5 × povečani

Plate 9 — Tabla 9

- 1, 2 *Nummulites rotularius* Deshayes, B form — oblika B. Podgrad
 1 inv. No. 3852, specimen with the thick marginal cord —
 primerek z debelim zavojnim robom
 2 inv. No. 3853, specimen with the thin marginal cord —
 primerek s tankim zavojnim robom
 3, 4 *Nummulites subdistans* De la Harpe, A form — oblika A. Podgrad
 inv. No. 3854
 10 × enlarged — 10 × povečano

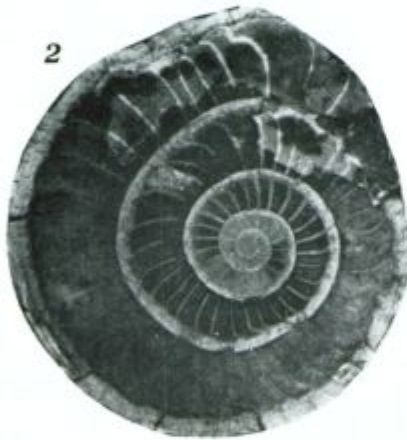






Plate 7 — Tabla 7



1



2





1



3



2



4

6. Conclusions

The flysch as well as the underlying calcareous beds in western Yugoslavia are of different age (cf. Pavlovec, 1963). At the same time there are only few groups of beds recognized in detail or even ranged into biozones. This is, however, required for stratigraphic correlation of rock sequences from different basins. In our studies an attempt is made to demonstrate such a correlation of Podgrad and Ustje flysch from western Yugoslavia and of the corresponding biozones from Pyrenees (Kappellos and Schaub, 1973) and from Switzerland (Kappellos, 1973).

In the flysch of Podgrad the *Discoaster lodoensis* is abundant but *D. subloedoensis* can also be found. As the former species originates from the Middle Cuisian and the later appears in the lower part of the Middle Cuisian, reaching also into the Upper Cuisian, it is possible to say — owing to the nannoplankton — that the flysch of Podgrad is of Middle Cuisian age.

The determined planktonic foraminifers (see table 2) come mostly from the biozone *Globorotalia formosa* (or *G. formosa-aragonensis*). A small number come also from the biozone *Globorotalia bullbrooki* overlying the biozone mentioned above and even less from the biozone *Globorotalia rex*, underlying the mentioned zone. Consequently the Middle Cuisian age of the beds from Podgrad is proved also by the planktonic foraminifers.

The determined macroforaminifers indicate the following: *Assilina laxispira* belongs to the Middle Cuisian. *Nummulites aquitanicus* is a Lower and Middle-Cuisian species, of the same age is also *N. subdistans* while *N. rotularius* belongs, according to Kappellos (1973, 82) to the Lower, Middle and Upper Cuisian. Among the determined nummulitins the only Upper-Cuisian form is *Nummulites partschii tauricus*, but at Podgrad this one has not been determined with certainty. *Nummulites ustjensis* appears at Ustje in the transitional beds from the Lower to the Middle Cuisian (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967, 232).

The nummulitins thus undoubtedly indicate the Middle-Cuisian age of the beds at Podgrad, i.e. the biozone with the species *Nummulites praelaevis* and *Assilina laxispira*. Some of them (*Nummulites aquitanicus*, *N. subdistans* and *N. ustjensis*) indicate more the older part of the Middle Cuisian than its younger part.

All these facts lead us to the conclusion that the flysch of Podgrad belongs to the older part of the Middle Cuisian, i.e. to the lower part of the biozone with the species *Discoaster subloedoensis*. This age has been proved also by *Alveolina fortasini* Checchia-Rispoli and *A. aff. canavarii* Checchia-Rispoli. We would like to take this opportunity and thank our colleague Dr. Katica Drobne for having determined these species.

The flysch of Ustje has been, by means of nannoplankton, planktonic foraminifers and macroforaminifers, ranged into the period of transition between the Lower and the Middle Cuisian (De Zanche, Pavlovec and Proto Decima, 1967). At Ustje and Podgrad there appear five identical species of nannoplankton, four common species of planktonic foraminifers and three species of nummulitins. Therefore the question arises, either there really two fossiliferous horizons of different age occur in the flysch of Yugoslavia or

Discoaster sublodoensis at Ustje has not been found. Consequently it is very probable that at Ustje and at Podgrad in Brkini the same Middle-Cuisian flysch horizon occurs, which might become an important stratigraphic level of western Yugoslavia.

While studying the microfossils from the neighbourhood of Podgrad we faced again the problem of correlation of the biozones of different fossil groups. During the study of Goriška Brda (Cimerman and others, 1974) the biozones were ranged somewhat differently as regards their age. This classification proved one self less satisfactory for the work of the neighbourhood of Podgrad, therefore we followed the mentioned Kapellos-Schaub (1973) classification for the present study.

These differences in the age classification of nannoplanktonic biozones arise mostly from different stratigraphical ranging of the nannoplankton biozones. Todesco (Cimerman and others, 1974, 23) believes that *Discoaster cf. sublodoensis* occurs in the younger part of profile of Goriška Brda. But this form does not indicate the biozone *Discoaster sublodoensis*. On the other hand the nummulitins from this profile point to the youngest Cuisian i. e. biozones *Assilina major* and *Nummulites manfredi*, which is a younger horizon than the biozone *Discoaster sublodoensis*. Furthermore in Goriška Brda as well as in Brkini several reworked nannoplanktonic forms could be found and therefore the biozones determination is rather a difficult work.

The result of the present study of the flysch from Podgrad agree in respect of age with the biozones of Kapellos and Schaub (1973). At Podgrad the nummulitins biozones correspond with the nannoplanktonic ones and also with the biozones of planktonic foraminifers.

Eocenski mikrofosili iz okolice Podgrada

Mujibur R. Khan, Rajko Pavlovic in Jernej Pavšič
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 12

Iz starejših flišnih plastí pri Podgradu v Brkinih je bilo določenih 19 vrst in podvrst nannoplanktona, 10 planktonskih foraminifer in 9 numulitín. Najdene so bile nove vrste in podvrste *Rhabdosphaera piriformis*, *Operculina marinellii similis*, *Nummulites brkiniensis* in *Nummulites post-bearnensis*. Plastí z opisanimi mikrofosili pripadajo srednjemu cuisiju in se stratigrafsko ujemajo s flišnimi plastmi pri Ustju v Vipavski dolini.

Nahajališče

Sl. 1 in 2

Približno kilometer NNE od Podgrada na južnem robu Brkinov (sl. 1) je razgajen spodnji del fliša. V njem prevladujeta lapor in glinovec, ki se menjavata s peščenjakom ter mnogo redkeje s konglomeratom in brečo.

Nannoplankton

Uvod

Preučevanje nanofosilov se je skupaj z drugimi mikropaleontološkimi skupinami razvijalo vzporedno z razvojem optičnih in elektronskih pripomočkov. Ta skupina postaja vedno pomembnejša v biostratigrafiji mlajšega mezozoika in terciarja zlasti po uvedbi rastrskega elektronskega mikroskopa v raziskovalno tehniko. Zaradi kratke življenjske dobe posameznih vrst uporabljamo nannoplankton za razčlenitev stopenj in podstopenj na biocone. Te biocone imajo široko horizontalno razprostranjenost. V zadnjem času pripisujejo nannoplanktonu tudi velik pomen pri preučevanju paleogeografije, ker so drobni organizmi zelo občutljivi za spremembe okolja.

Priprava vzorcev za opazovanje

Kokoliti so najlepše ohranjeni v glini in laporju, medtem ko so v apnencu diagenetsko spremenjeni in jih je poleg tega težko izluščiti iz kamenine. Za pripravo vzorca potrebujemo le nekaj drobcev kamenin, ki jih raztopimo v destilirani vodi. Kalni raztopini dodamo nato nekaj kapljic vodikovega prekisa H_2O_2 , da se kameninski delci med seboj ločijo. Vzorce smo obdelali tudi z ultrazvokom (pet minut). Z usedanjem in večkratnim pretivanjem raztopine dobimo delce željene velikosti. Pri pripravi vzorcev moramo biti zelo pazljivi, da jih ne okužimo z nannoplanktonom iz drugih vzorcev. Zato uporabljamo plastične cevke (slamice) kot pipete, ki jih po uporabi zavržemo. Z njimi odpipetiramo del pripravljene kalne raztopine in damo kapljico na krovno stekelce, ki jo nato posušimo na vroči plošči. Pri serijskih izdelavaš preparatov moramo paziti, da plošča ni prevročna in da tekočina na stekelcu ne kipi, ker bi v tem primeru lahko nannoplankton preskočil iz enega na drug preparat. Če želimo izdelati trajni preparat, zalijemo prah na krovnem stekelcu s kanadskim balzomom. Pri orientacijskem opazovanju kapljico pokrijemo z objektnim stekelcem in preparat je pripravljen za opazovanje. Za nanašanje kanadskega balzama na objektno stekelce uporabljamo za vsak vzorec posebno leseno paličico, da se tako varujemo pred okužbo vzorca.

Pripravljen preparat opazujemo od 500-kratne povečave dalje. Z optičnim mikroskopom opazujemo navadno v polarizirani svetlobi ali pri faznem kontrastu, redkeje v navadni svetlobi. Naše vzorce smo opazovali z mikroskopom Leitz-Ortholux.

Sistematski del

Coccolithus pelagicus (Wallich)

Tabla 1, sl. 8 a, b

Chiasmolithus grandis (Bramlette et Riedel)

Tabla 1, sl. 9 a, b

Cyclococcolithus neogammation Bramlette et Wilcoxon

Tabla 1, sl. 4

Pontosphaera multipora (Kamptner)

Tabla 1, sl. 5 a, b

Pontosphaera plana (Bramlette et Sullivan)

Tabla 1, sl. 10 in 11

- Blackites scabrosus* (Deflandre)
 Tabla 1, sl. 6 in 7
- Rhabdosphaera piriformis* n. sp.
 Tabla 1, sl. 1 do 3
- Micrantholithus flos* Deflandre
 Tabla 2, sl. 5 in 8
- Sphenolithus radians* Deflandre
 Tabla 2, sl. 11
- Discoaster barbadiensis* Tan
 Tabla 2, sl. 3, 6 in 9
- Discoaster distinctus* Martini
 Tabla 2, sl. 1, 4 in 7
- Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel
 Tabla 2, sl. 10 in 12, tabla 3, sl. 9
- Discoaster sublodoensis* Bramlette et Sullivan
 Tabla 2, sl. 2, tabla 3, sl. 4 in 7
- Discoaster saipanensis* Bramlette et Riedel
 Tabla 3, sl. 1
- Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel)
 Tabla 3, sl. 8
- Microrhabdulus decoratus* Deflandre
 Tabla 3, sl. 10 in 11
- Neococcolithes dubius* (Deflandre)
 Tabla 3, sl. 2 in 3
- Ellipsolithus distichus* (Bramlette et Sullivan)
 Tabla 3, sl. 6a, b
- Clathrolithus cf. ellipticus* Deflandre
 Tabla 3, sl. 5

Rhabdosphaera piriformis n. sp.

Derivatio nominis: Po hruškasti obliki rabdolita.

Locus typicus: Podgrad.

Stratum typicum: Spodnji del srednjega cuisija, spodnji del biocone *Discoaster sublodoensis*.

Holotypus: V preparatu »Podgrad 6« (tabla 1, sl. 3), v zbirki Katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani.

Paratypus: V preparatih »Podgrad 3 in 4« (tabla 1, sl. 1 in 2), v isti zbirki kot holotip.

Diagnosis: *Rhabdosphaera piriformis* je koničasti rabdolit s precej napihnjenim podaljškom, ki se odebeli takoj nad bazalno ploščo in kmalu doseže svoj največji premer.

Opis in primerjava: Rabdolit ima majhno bazalno ploščo s centralno perforacijo. Podaljšek (konica) je sferično odebeljen takoj nad osnovno ploščo. Po tem se nova vrsta loči od podobne vrste *Rhabdosphaera inflata*, ki se odebeli šele na koncu krajšega ali daljšega vratu. Po odebelitvi se podaljšek hitro zoži in konča z ostro konico. Na zunanji strani so stene različno rugozne.

Planktonske foraminifere

V flišu pri Podgradu je bilo najdenih deset vrst planktonskih foraminifer. Njihova stratigrafska razširjenost je prikazana na tabeli 2. Določene so bile naslednje vrste:

- Globigerina linaperta* Finlay
- Globigerina taroubaensis* Bronnimann
- Globigerina triangularis* White
- Globigerina turgida* Finlay
- Globorotalia aragonensis* Nuttal
- Globorotalia convexa* Subbotina
- Globorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler)
- Globorotalia interposita* Subbotina
- Globorotalia pseudopilensis* (Subbotina)
- Globorotalia rotundimarginata* (Subbotina).

Numulitine

V nahajališču pri Podgradu nastopa zanimiva numulitinska favna. Določenih je bilo devet vrst in podvrst. Med njimi so kar tri nove, vse tri pa nastopajo tudi drugod v Sloveniji. Našli smo naslednje numulitine:

- Operculina marinellii similis* n. ssp.
Tabla 4, sl. 1 do 6, tabla 5, sl. 1
- Assilina laxispira* De la Harpe et Rozložnik
- Nummulites aquitanticus* Benoist
Tabla 5, sl. 2 in 3
- Nummulites ustjensis* De Zanche et Pavlovec
Tabla 6, sl. 1 do 3
- Nummulites brkiniensis* n. sp.
Tabla 6, sl. 4 do 6, tabla 7, sl. 1 in 2
- Nummulites postbearnensis* n. sp.
Tabla 6, sl. 1 in 2
- Nummulites rotularius* Deshayes
Tabla 9, sl. 1 in 2
- Nummulites aff. paritschi tauricus* De la Harpe
Tabla 8, sl. 3
- Nummulites subdistans* De la Harpe et Rozložnik
Tabla 9, sl. 3 in 4.

Operculina marinellii similis n. ssp.

Derivatio nominis: Nova podvrsta je podobna obliki *Operculina marinellii marinellii*.

Holotypus: Oblika B v zbirki Katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani, inv. št. 3838.

Paratypi: Oblike B v isti zbirki kot holotip.

Locus typicus: 1 km NNW od Podgrada, Brkini.

Stratum typicum: Spodnji del srednjega cuisija.

Diagnosis: Od podvrste *Operculina marinellii marinellii* se loči po večji hišici s 6 do 6 1/4 zavoji, ki nekoliko hitreje naraščajo.

Hišica mikrosferične oblike je okrog 1 mm debela in ima premer 13 mm. Na površju se odraža notranja struktura. Med grebeni, ki sledijo septam, so granulirane. Zavojni rob se na površju hišice kaže kot majhen greben.

Zavoji se hitro višajo. Septa so gosta, v zadnjem zavojju jih je 33 do 35. Navadno so pravokotna na zavojni rob in skoraj ravna. So tanka in se odebelijo v zgornjem delu.

Število sept in prirastki zavojev so navedeni v tabeli 3, diagram zavojev pa na sl. 3.

Nummulites brkiniensis n. sp.

Derivatio nominis: Po pokrajini Brkini, kjer je nahajališče holotipa.

Holotypus: Oblika B v zbirki Katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani, inv. št. 3844.

Paratypus: Oblike B v isti zbirki kot holotip.

Locus typicus: 1 km NNW od Podgrada, Brkini.

Stratum typicum: Spodnji del srednjega cuisija.

Diagnosis: Numulit, ki se loči od vrste *Nummulites ustjensis* po večji hišici ter gostejših in bolj usločenih septah.

Tanka hišica se le v sredini nekoliko odebeli. Zunanji rob hišice je rahlo zaokrožen. Na površju so tanki in gosti septalni podaljški, ki so nekoliko valoviti. Večkrat se cepijo. Na nekaterih primerkih so jasne »trabecules transverses«.

Vsi zavoji se enakomerno višajo, vendar notranji nekoliko počasneje, srednji precej hitreje, zunanji pa znatno manj kot srednji. Zavojni rob je pravilen, najmočnejši je v srednjih zavojih.

Septa so v notranjih sedmih ali osmih zavojih skoraj ravna, malo nagnjena in močnejše upognjena šele neposredno ob vrhu. V naslednjih zavojih so bolj nagnjena in usločena. Kamrice so večinoma bolj visoke kot dolge, samo v notranjih zavojih so pri nekaterih primerkih skoraj izometrične. Tam, kjer so kamrice daljše, je njihova streha samo malo usločena, medtem ko je pri ozkih in visokih kamricah streha močno usločena.

Nummulites brkiniensis je bil doslej najden samo v flišu pri Podgradu in Ustju v Vipavski dolini, torej v plasteh, ki so nastajale v spodnjem delu srednjega cuisija.

Nummulites postbearnensis n. sp.

Derivatio nominis: Nova vrsta je podobna vrsti *Nummulites bearnensis*, vendar je mlajša od nje.

Holotypus: Oblika B v zbirki Katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani, inv. št. 3850.

Locus typicus: 1 km NNW od Podgrada, Brkini.

Stratum typicum: Spodnji del srednjega cuisija.

Diagnosis: *Nummulites postbearnensis* ima večjo hišico in bolj upognjena septa kot *N. bearnensis*. Hišica je popolnoma involutna.

Tanka hišica mikrosferične oblike se proti sredini malo odebeli. Zunanji rob je zaokrožen. Septalni podaljški so rahlo srpasto zaviti, večjih se ostro lomijo ali celo cepijo.

Zavoji naraščajo hitro in precej enakomerno. Zavojni rob je močno in precej enakomerno debel.

Septa so rahlo upognjena po vsej dolžini. V zgornjem delu se odebelijo, nekako v sredini se stanjšajo, tako da je njihov spodnji del zelo tanek. Na bazi imajo neizrazito nogo.

Kamrice so bolj visoke kot dolge in imajo rahlo usločen ali skoraj raven strop.

Razmerje med premerom hišice (Dm) in številom zavojev (W) je 8/9 in 11/11. Debelina hišice je 2 do 3 mm. Število sept od četrtega zavoja naprej je naslednje: S₄ = 18, S₅ = 22, S₆ = 28, S₇ = 30, S₈ = 40 in S₉ = 42.

Povzetek

Fliš pri Podgradu vsebuje vrsti *Discoaster lodoensis* in *D. sublodoensis*. Prva sega iz spodnjega v srednji cuisij, druga pa nastopi v srednjem cuisiju in sega v zgornjega. Zato sklepamo po nanoplanktonu na srednjecuisijsko starost fliša pri Podgradu.

Vse planktonske vrste iz Podgrada pripadajo bioconi *Globorotalia formosa* (oziroma *G. formosa-aragonensis*), manj jih je znanih pod to biocono in po njej. Zato tudi planktonske foraminifere kažejo na srednji cuisij. *Assilina lazispira* je srednjecuisijska, *Nummulites aquitanicus* in *N. subdistans* pa sta spodnje in srednjecuisijski vrsti. *N. rotularius* sega še v zgornji cuisij. Med numulitinami pri Podgradu je tudi zgornjecuisijski *Nummulites parschii tauricus*, vendar ta podvrsta pri Podgradu ni zanesljivo določena. *Nummulites ustjensis* nastopa v flišu pri Ustju na meji med spodnjim in srednjim cuisijem. Numulitine torej kažejo na srednji cuisij, to je na biocono *Assilina lazispira* oziroma *Nummulites praelaevisgatus*.

Iz vsega tega sledi, da so flišne plasti blizu Podgrada nastajale v starejšem delu srednjega cuisija.

Primerjava mikrofosilov iz Podgrada in iz Ustja kaže pet skupnih nanoplanktonskih vrst, štiri skupne vrste planktonskih foraminifer in tri iste vrste oziroma podvrste numulitin. Zato je vprašanje, ali sta obe nahajališči res nekoliko različno stari (Podgrad spodnji del srednjega cuisija, Ustje prehod med spodnjim in srednjim cuisijem), ali pa gre za isti fosiliferni flišni horizont.

References

- Baldi-Beke, M. 1971, The Eocene Nannoplankton of the Bakony Mountains, Hungary. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 44/2, 1—38. Budapest.
- Baldi-Beke, M. 1972, The Nannoplankton of the Upper Eocene Bryozoa and Buda Maris. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 16, 211—228. Budapest.
- Bolli, H. M. 1975 a, The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad. B.W.I., U.S. Nat. Mus., Bull. 215, 61—91, pl. 15—20. Washington.
- Bolli, H. M. 1975 b, Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad. B.W.I., U.S. Nat. Mus., Bull. 215, 155—172, pl. 35—39. Washington.
- Bramlette, H.N. and Riedel, W.R. 1954, Stratigraphic value of *Discoaster* and some other microfossils related to recent *Coccolithophores*. *Journ. Paleontol.*, 28/4, 385—403, pl. 38—39. Menasha.
- Bramlette, H.N. and Sullivan, F.R. 1961, *Coccolithophorids* and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 7/2, 129—188, pl. 1—14. New York.

Bybell L. and Gartner, S. 1972, Provincialism among mid-Eocene Calcareous nannofossils. *Micropaleontology*, 18/3, 319—336, pl. 1—5. New York.

Cimerman, F., Pavlovec, R., Pavšič, J., and Todesco, L. 1974, Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih (Biostratigraphy of the Paleogene Beds of Goriška Brda). *Geologija*, 17, 7—130, tab. 1—34. Ljubljana.

Dainelli, G. 1915, L'Eocene Friulano. *Mem. geograph.*, 1—721, tav. 1—56. Firenze.

Deflandre, G. 1959, Sur les Nannofossiles calcaires et leur systematique. *Rev. Micropaleontol.*, 2/3, 129—152, pl. 1—4. Paris.

De la Harpe, Ph. and Rozložník, P. 1926, Matériaux pour servir à une monographie des Nummulines et Assilines. *A. m. kir. Földt. Int. Évk.*, 27, 1—102. Budapest.

De Zanche, V., Pavlovec, R. and Proto Decima, F. 1967, Mikrofavna in mikrofacies iz eocenskih flišnih plasti pri Ustju v Vipavski dolini, JZ Slovenija (Microfauna and Microfacies of the Eocene Flysch series near Ustje in the Vipava Valley, Vipavska dolina, SW Slovenija). *Razprave Slov. akad. znan. umet.*, IV, razr., 10, 205—263, tab. 1—17. Ljubljana.

Gospodarič, R., Kolosváry, G., Pavlovec, R. and Proto Decima, F. 1967, Über Entstehung und Alter der Paläogensichten im Pivka-Becken bei Postojna (Adelsberg, SW Slowenien, Jugoslawien). *Anz. math.-nat. Kl. Österr. Akad. Wiss.*, 2, 33—57. Wien.

Hay, W.W. and Mohler, H.P. 1967, Calcareous nannoplankton from Early Tertiary Rocks at Pont Labau, France and Paleocene-Early Eocene Correlations. *Journ. Paleontol.*, 41/6, 1505—1541, pl. 196—206. Tulsa.

Hillebrandt, A. 1962, Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math. nat.*, N.F. 108, 1—182, Taf. 1—15. München.

Hottinger, L. 1964, Les genres *Operculina* et *Heterostegina* (Foraminifères) et leur utilité stratigraphique. *Mém. B.R.G.M.*, 28 (Colloque Paléogène 1962), 1013—1031. Paris.

Hottinger, L., Lehmann, R. and Schaub, H. 1964, Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen. *Mém. B.R.G.M.*, 28 (Colloque Paléogène 1962), 611—652. Paris.

Kapellos, C.Ch. 1973, Biostratigraphie des Gurnigelflysches. *Schweiz. Paläontolog. Abh.*, 96, 1—128, Taf. 1—49. Basel.

Kapellos, C. and Schaub, H. 1973, Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclogae geol. Helv.*, 66/3, 687—737, Taf. 1—13. Basel.

Kecskeméti, T. 1970, A Nummulitidae család rendszertani problémái (Probleme der Systematik der Familie Nummulitidae). *Földt. Közl. Bull. Hung. Geol. Soc.*, 100, 150—159. Budapest.

Lehotayova, R. and Harman, M. 1974, Elektronenmikroskopische Untersuchungen der Kalkmannoflora von neogenen Peliten der Slowakei. *Nauka zem.*, 8, 1—101, Taf. 1—32. Bratislava.

Loeblich, A.R. and Tappan, H. 1957, Planktonic Foraminifera of Paleocene and Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. *U.S. Nat. Mus., Bull.*, 215, 171—198, pl. 40—64. Washington.

Martini, E. 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II. Plankt. Conf.*, 845—856. Roma.

Montanari, L. 1964, Geologia del Monte Pellegrino (Palermo). *Riv. Min. Sicil.*, 15, 88—90, 1—64, tav. 1—20. Palermo.

Nemkov, G.I. and Barhatova, I.I. 1961, Nummuliti, assilini i operkulini Krma. *Trudi Akad. nauk., Geol. muz.*, 5, 1—124, tab. 1—11. Moskva—Leningrad.

Pavlovec, R. 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji (Die stratigraphische Entwicklung des älteren Paläogens im südwestlichen Teil Sloweniens). *Razprave Slov. akad. znan. umet.*, IV, razr., 7, 419—556. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1966, K taksonomiji numulitin. *Operculina exiliformis* n. sp. iz paleogena v južni Sloveniji (Zur Taxonomie der Nummulitinae. *Operculina exiliformis* n. sp. aus dem Paläogen im südlichen Slowenien). *Razprave Slov. akad. znan. umet.*, IV, razr., 9, 253—297. Ljubljana.

- Pavšič, J. 1973, Planktonian Foraminifera from Podsubotin Strata in southwestern Slovenia (Western Yugoslavia). *Bull. sci. sect. A*, 18, 143—144. Zagreb.
- Perch-Nielsen, K. 1971a, Durchsicht Tertiärer Coccolithen. *Proc. II. Plankt. Conf.*, 939—979. Roma.
- Perch-Nielsen, K. 1971b, Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. *Kong. Dan. Vidensk. selsk. Biol. Skr.*, 18, 1—76, Taf. 1—61. København.
- Postuma, J.A. 1971, *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier Publ. Comp., 1: 420. Amsterdam—London—New York.
- Prins B. 1971, Speculations on relations, evolution and stratigraphic distribution of Discoasters. *Proc. II. Plankt. Conf.*, 1017—1037. Roma.
- Proto-Decima, F. and Zorzi, P. 1965, Studio micropaleontologico-stratigrafico della serie Cretaceo-Terziaria del Molinetto di Pederobba (Trevigiano occidentale). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 25, 1—44. tav. 1—15. Padova.
- Ruzlozsnik, P. 1929, Studien über Nummulinen. *Geol. Hungarica, ser. paleontol.*, 2, 88—248, Taf. 1—8. Budapestini.
- Samuel, O. and Salaj, J. 1968, Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol. ústav D. Stura*, 1—232, pl. 1—31. Bratislava.
- Schaub, H. 1950, Über Zugehörigkeit der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten zu Entwicklungsreihen. *Eclogae geol. Helv.*, 43/2, 242—245, Taf. 12. Basel.
- Schaub, H. 1951, Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. *Schweiz. paläontol. Abh.* 68, 1—222, Taf. 1—9. Basel.
- Schaub, H. 1960, Über einige Nummuliten und Assilinen der Monographie und der Sammlung d'Archiac. *Eclogae geol. Helv.*, 53, 413—451, Taf. 1—4. Basel.
- Schaub, H. 1962a, Stammesentwicklung und geologische Zeitbestimmung. *Verhandl. Naturf. Ges.*, 73, 316—331. Basel.
- Schaub, H. 1962b, Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten. *Eclogae geol. Helv.*, 55, 529—551, Taf. 1—8. Basel.
- Schaub, H. 1965, Schlierenflysch. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing.*, 31/87, 124—131. Basel.
- Schaub, H. 1966a, Nummulitovje zoni i evolucionne rjadi nummulitov i assilin. *Vopr. mikropaleont.*, 10, 293—301. Moskva.
- Schaub, H. 1966b, Über die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo (Ober-Aragonien). *Eclogae geol. Helv.*, 59, 355—377, Taf. 1—6. Basel.
- Schaub, H. and Schweighäuser, J. 1951, Nummuliten und Discoeyclinen aus dem tiefsten Untereocaen von Gan. *Eclogae geol. Helv.*, 43, 236—242. Basel.
- Scherwood, R.W. 1974, Calcareous nannofossil systematics, paleoecology and biostratigraphy of the Middle Eocene Neches Formation of Texas. *Tul. Stud. Geol. Paleontol.*, 11/3, 1—79. New Orleans.
- Stradner, H. 1969, The nannofossils of the Eocene flysch in the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. *Ann. Soc. geol. Pologne*, 39/1—3, 403—432, pl. 80—89. Kraków.
- Subbotina, N.N. 1971, Fossil Foraminifera of the USSR, Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae. (Translated from the Russian) Collet's (Publ.) Ltd., 1—321. London and Wellingborough.

Razvojni nizi in taksonomska problematika numulitina*

Rajko Pavlovec

Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 12

Foraminifere so zelo primerne za študij ontogenetskega in filogenetskega razvoja ter so zato uporabne za mikrostratigrafsko korelacijo. Avtor obravnava podružino numulitna ter prikaže značilnosti različnih rodov in pomen zgradbe njihovih hišic za taksonomijo. Moderna klasifikacija ne temelji samo na morfologiji organizmov, temveč upošteva predvsem njihove sorodstvene zveze. Na ta način pride do razvojnih linij. Za študij razvojnih nizov pa so potrebni kontinuirani profili plasti, odloženih v enakih okoljih. Glede na življenjske možnosti foraminifer avtor prikaže, da paleogeografske razmere v paleogenu na območju jugozahodne Slovenije za razvoj foraminifer niso bile ugodne, bolj ustrezno okolje pa je bilo na območju Istre.

Uvod

Skoraj vse vede posegajo danes čez ozke meje svoje stroke in uporabljajo metodiko ter izsledke več področij. Tako nastajajo prehodna področja. Na enak poti je mikropaleontologija, ki posega med drugim na področje splošne paleontologije, biologije, geologije, oceanografije, paleoklimatologije in paleoekologije (G. G ö k e , 1963, 5).

Kakor ločijo mikropaleontologijo kot samostojno vedo (O. S c h i n d e w o l f , 1950, 79), tako postaja samostojna stroka tudi mikrostratigrafija. Če uporablja mikropaleontološke podatke, jo imenujemo mikrobiostatigrafijo, ki je za natančne geološke raziskave vedno pomembnejša. Med najbolj uporabnimi mikrofosili, ki dajejo biostratigrafom dobre rezultate, so razne skupine foraminifer. Na eni strani so to drobne mikroforaminifere — omenim naj filogenetsko dobro preučene globotrunkane iz zgornje krede in globorotalije iz paleogena, na drugi strani pa so zlasti za mikrostratigrafijo izredno pomembne razne skupine makroforaminifer kot so fuzulinide, orbitoline, numuliti, asiline, alveoline, heterostegine, diskocikline, operkuline in druge.

* Avtor podaja vsebino svojega nastopnega predavanja na fakulteti za naravoslovje in tehnologijo univerze v Ljubljani.

Metodologija

Moderna paleontologija in z njo mikropaleontologija se počasi otrešata povsem opisno orientirane sistematike. Naloga modernih paleontologov torej ni več postavljati in opisovati nove vrste in druge sistematske enote, ampak ugotoviti predvsem njihovo filogenetsko zvezo. To dosegaajo z raziskovanjem po možnosti nepretrganih profilov, iz katerih podrobno preučujejo zaporedno si sledeče foraminifere in druge fosilne ostanke. Primerjava podatkov iz raznih pokrajin omogoča korelacijo neritsko-batialnih sedimentov (predvsem s pomočjo mikroforaminifer) z litoralno-neritskimi (predvsem z makroforaminiferami). Takšna korelacija pa je glavni namen foraminiferne stratigrafije.

Istočasno so prav makroforaminifere posebno primerne za študij ontogenetskih, filogenetskih in mikrostratigrafskih problemov. Od njihovega skeleta se ohrani vsaj toliko, kolikor najdemo trdnih delov pri njihovih recentnih sorodnikih. Na praznih fosilnih hišicah je torej mogoče rekonstruirati celotno morfološko ontogenezo. Poleg tega so se mnoge makroforaminifere hitro razvijale in se marsikje pojavljajo v velikem številu.

Taksonomija numulitinskih skupin

Med paleogenskimi foraminiferami imajo predstavniki poddružine Nummulitinae dominanten položaj. Poleg rodu *Nummulites* so rodovi *Assilina*, *Numulitoides*, *Operculinoides*, *Operculinella*, *Neoperculinoides* in *Operculina*. Hišice vseh teh rodov se spiralno zavijajo tako, da prejšnji zavoj bolj ali manj prekriva mlajšega. Karakteristični potek zavojev najbolj vidimo v aksialnem prerezu, to je v prerezu hišice po krajši osi.

Pričakujemo sicer, da bodo novejšje raziskave prinesle mnogo novega tudi v taksonomijo numulitin in to predvsem glede na mikrostrukturo njihovih hišic. Vemo tudi, da aksialni prerez ni edini taksonomski znak za ločitev raznih numulitin, vendar je praktično zelo uporaben in bo pomemben vse dotlej, dokler ne bomo dobili boljših kriterijev. Na drugi strani se že danes kaže vprašanje, do kakšne mere imajo preiskave fosilnih foraminifer z uporabo modernih odbojno-elektronskih mikroskopov sploh praktičen pomen. Takšne raziskave so uspešne samo na dobro ohranjenih hišicah.

Po doslej veljavnih kriterijih imajo različne numulitine naslednje karakteristike. Za pripadnike rodu *Operculina* imamo tiste hišice, ki imajo evolutne spiralne liste in evolutne vmesne prostore. Zavoji se hitro višajo (H. Schaub, 1961, 568; R. Pavlovec, 1966 a, 273). To pomeni, da se pri operkulinah zavoji ne prekrivajo, marveč se samo dotikajo drug drugega. Pri rodu *Neoperculinoides* so spiralni listi v vseh zavojih involutni. Izjema je samo zadnji zavoj, v katerem so spiralni listi evolutni ali slabo semiinvolutni. Vmesni prostori so semiinvolutni pri vseh zavojih, ki imajo involutne spiralne liste (B. T. Golov, 1961 a, 114; 1961 b, 62; R. Pavlovec, 1966 a, 273—274).

Hišice rodu *Nummulitoides* imajo spiralni list in vmesne prostore involutne. Samo pri zadnjem zavoju je spiralni list semiinvoluten, vmesni prostori pa so nekoliko semiinvolutni ali evolutni (R. Pavlovec, 1966 a, 273). Vendar semiinvolutnost v zadnjem zavoju ni filogenetski znak, ampak je posledica nedokončane rasti do popolne involutnosti. Zato je ta rod najbolj problematičen, saj je

zelo podoben rodu *Nummulites*. Za vse tri omenjene rodove je značilno še, da se njihovi zavoji hitro višajo.

Pri rodu *Nummulites* se spiralni listi povsem prekrivajo, involutni so tudi vmesni prostori. Izjeme so le nekatere primitivnejše oblike numulitov, pri katerih zasledimo v zunanjih zavojih sledove evolutnosti, oziroma prehod k semiinvolutnosti (H. Schaub in J. Schweighauser, 1950, 238). Pri numulitih pa ločimo hišice s hitreje in počasneje naraščajočimi zavoji.

Če upoštevamo dejstvo, da je skrajno evoluten tip hišice (rod *Operculina*) stratigrafsko starejši kot skrajno involuten tip (rod *Nummulites*), je potekal razvoj od evolutnih k involutnim spiralnim listom in vmesnim prostorom (R. Pavlovic, 1966 a, 275). Tako imenovan »operkulinski« tip hišice s hitro naraščajočimi zavoji preide torej v »numulitni« tip hišice z nižjimi zavoji šele pri rodu *Nummulites*. Vendar celo pri starejših oblikah numulitov (npr. vrsta *Nummulites fraasi* De la Harpe) in pozneje pri nekaterih drugih iz posameznih razvojnih nizov (npr. *Nummulites exilis* Douvillé, *N. irregularis* Deshayes) ostaja tudi pri numulitih tip hišice z višjimi zavoji.

Večje nejasnosti povzročata rod *Assilina*, ki ima involutne spiralne liste ter evolutne vmesne prostore. Zdi se mi, da je to posebna veja, katere izhodni tip še ni dokazan (R. Pavlovic, 1966 a, 275).

Ne glede na razlike v ekvatorialnem prerezu ali v morfologiji vmesnega skeleta, zadoščajo po mojem mnenju že prej omenjene morfološke diferenciacije hišic za ločitev skupin *Nummulites*, *Assilina* in *Operculina*. Takšno stališče je odločno zagovarjal že Schaub (1961). Pri tem ni bistveno vprašanje, kakšnim taksonomskim enotam naj bi pripadale omenjene skupine. Lahko bi bili podrodovi nekoga rodu s širšimi morfološkimi karakteristikami. Čudno pa je, da kljub Schaubovim odločnim trditvam ameriška mikropaleontologa A. R. Loeblich in H. Tappan v svoji odlični in izredno obsežni mikropaleontologiji iz leta 1964 priznavata samo rod *Nummulites*, medtem ko naj bi bila *Assilina* in *Operculina* sinonima. Bolj upravičeno se mi zdi povsem nasprotno stališče sovjetskega mikropaleontologa G. I. Nemkova (1967), ki je celo rod *Nummulites* razdelil na podrodove *Nummulites*, *Granulites* in *Globulites*.

Paleontologi so že večkrat razpravljali o pomenu posameznih elementov hišice numulitin za njihovo taksonomijo. V novejšem času je o tem objavil zanimive ugotovitve sovjetski mikropaleontolog B. T. Golev (1961 a, 119). Golev je prepričan, da prva in druga kamrica, ki ju imenujemo nukleokonh, za taksonomijo nista posebno pomembni. V tem se njegovo stališče razločuje od mišljenja poljskega paleontologa F. Biede (1959). Pri istih rodovih numulitin se namreč pojavljajo različni tipi nukleokonha. Tako poznamo pri numulitih skoraj enaki začetni kamrici (izolepidini tip nukleokonha) pa vse prehode do tipa nukleokonha, pri katerem je prva kamrica velika, druga pa majhna (anizolepidini tip). Zato se strinjam z Biedovim stališčem samo v tem, da se obenem z drugimi znaki razvija tudi nukleokonh (R. Pavlovic, 1966 a, 280; cf. H. Schaub, 1963). Ko pa sem preučeval vprašanje, ali obstaja kaka zveza med velikostjo oziroma debelino hišice in med velikostjo prve in druge kamrice, sem prišel do naslednje ugotovitve. Veliki numuliti imajo sicer navadno velik protokonh, vendar opažamo pri tem veliko variiranje. Nikakor pa ni zveze med velikostjo protokonha ali nukleokonha in številom zavojev (R. Pavlovic, 1966 a, 282).

Razvojni nizi

Naslednje vprašanje je združevanje sorodnih foraminifer v razvojne nize. V moderno preučevanje numulitov in asilin ga je vnesel predvsem prof. H. Schaub. To pomeni, da ni ostal samo pri morfološkem opisovanju, ampak je upošteval tudi sorodstvene zveze med posameznimi oblikami. Ob tem se moramo na kratko ustaviti pri razlagah nemškega paleontologa prof. O. Schindewolf (1950). Filogeneza namreč ni sinonim za taksonomijo. Filogenetska preučevanja obravnavajo razvoj posameznih skupin, rodov ali vrst in v končni obliki razvojnega stebila. Taksonomija pa se naslanja na razlike med posameznimi skupinami organizmov in s pomočjo teh razlik uvršča organizme v sistematske cnote.

Pogoj za natančna filogenetska preučevanja so raziskave fosilov iz neprekinjenih profilov, v katerih lahko opazujemo po možnosti neprekinjen razvoj te ali one skupine. Žal je v praksi tako, da razen v izjemnih primerih ne dobimo med fosili toliko in tako dobro ohranjenih oblik, da bi lahko preučevali res neprekinjen razvoj. V naših krajih imamo sicer zelo veliko numulitov, asilin (tabla 1, sl. 1 in 2), operkulin (tabla 3, sl. 1 do 4), vendar so se v paleogenu ekološke razmere tako spreminjale, da daljših razvojnih nizov ali daljšega razvoja ene ali druge skupine ne moremo dovolj natančno preučiti. V paleocenski dobi je bil večji del današnje južnozahodne Slovenije prekrit s plitvim morjem s številnimi zalivi. Voda je vsebovala mnogo organskih ostankov in ni bila primerna za večjo razširitev numulitin, od katerih so takrat pri nas živele operkuline. Numulitine so navezane na čisto in precej toplo vodo. Šele v ilerdiju se je v nekaterih delih južnozahodne Slovenije okolje spremenilo in so se pojavile številne numulitine. Vendar se je v najzahodnejših delih Slovenije najbrž že v ilerdiju, drugod v cuisiju, začela sedimentacija flišnih in flišu podobnih sedimentov. V takšnem morju je bilo za numulitine preveč glinaste in peščene snovi. Zato najdemo v južnozahodni Sloveniji kolikor toliko dobre profile za preučevanje razvoja numulitin samo v ilerdiju in delu cuisija. Nekoliko bolje je s tem v Istri, kjer je v nekaterih delih podobna sedimentacija apnenca skozi cuisij in velik del lutecija. V tamkašnjih plasteh je zato možen nekoliko boljši študij razvoja numulitin.

Podobne težave imajo pri filogenetskih raziskavah numulitin tudi drugod. Zato se morajo nujno opreti na kombinacije podatkov iz raznih profilov, kar pa seveda prinaša s seboj marsikatero pomanjkljivost.

Problematika taksonomskih znakov

Težko najdemo še kako drugo foraminiferno skupino, ki bi ji že v prejšnjem stoletju posvečali takšno pozornost kot numulitom. Pomembne publikacije so izšle pred več kot sto leti (npr. V. D'Archiac in J. Haime, 1853). Numuliti so v raznih delih paleogena zelo pogosti in za stratigrafijo zelo pomembni. Kljub temu pa jih še danes ne poznamo dovolj. Kje so vzroki za to? Predvsem se pri numulitih srečujemo s kompliciranimi morfološkimi znaki, ki so skoraj redno podvrženi veliki variabilnosti in celo anomalijam. Posledica tega so večja odstopanja od morfoloških znakov holotipa. Do danes še ne poznamo objektivne metode, s katero bi pri raziskavah numulitov preprečili izredno močan subjektivni faktor (R. Pavlovec, 1969, 174). Zato se v takšnih primerih opiramo,

podobno kot biologi, na opis več osebkov (O. Schindewolf, 1950, 442). Pri študiju filogeneze pa moramo poleg morfoloških znakov upoštevati še geografsko razširjenost in predvsem stratigrafske oziroma mikrostratigrafske odnose med posameznimi vrstami. Z drugimi besedami pomeni to, primerjati najbližje sorodnike iz enega ali več profilov. Če pa pomislimo na omenjene težave pri preučevanju posameznih elementov numulitnih hišic, je jasno, da so najbolj problematične razlike prav med najnižjimi taksonomskimi enotami, to je med vrstami in podvrstami. Vendar so morfološke značilnosti kljub mnogim pomanjkljivostim za sistematiko najvažnejše (O. Schindewolf, 1950, 442).

Paleontolog se srečuje še z drugimi problemi. Eden teh je dejstvo, da ima najpogosteje opraviti s tanatocenozo fosilne populacije, v kateri so pomešani osebki iz različnega okolja (L. Hottinger, 1963, 300). Nadalje je pomemben faktor hitrosti razvoja. O tem je pisal leta 1932 Tan Sin Hok (cf. V. Pokorný, 1958, 49—51), ki je preučeval makroforaminiferni rod *Cyclotypeus* iz vzhodne Indije. Prišel je do prepričanja, da se progresivne spremembe (imenovanih je mutacije) pojavijo najprej pri delu populacije. Pri vsaki naslednji populaciji je več teh naprednih oblik in vse manj starih. Ob statističnem študiju začetnih kamric pa je ugotovil, da je razvoj potekal v skokih. Poznejši raziskovalci so Tan Sin Hoka sicer popravili v tem, da so dokazali postopen razvoj, ki pa ni bil v vseh fazah enako hiter. V največji meri naj bi bila hitrost razvoja odvisna od ekoloških razmer. Ob tem je zanimivo H. Schaubovo (1963, 284) mišljenje, da je okolje vsekakor pri razvoju numulitov pomemben faktor. Vendar so po njegovem mnenju ekološke razmere povzročile izbor, ne pa tudi nastanka nekaterih vrst. To podkrepi s primerom. Pri vrsti *Nummulites burdigalensis* De la Harpe se pojavljajo različne debeline sten pri hišicah iz peščeno glinastih kamenin in pri hišicah iz apnenca. Vendar se mi zdi, da sprememba okolja mnogo bolj vpliva na izbor vrst in s tem na potek razvoja, kot navadno mislimo. Poglejmo samo primer gigantskih oblik numulitov in drugih živalskih skupin v luteciju, ko so vladale izredno ugodne življenjske razmere. V tem času so nastali tudi največji numuliti vseh časov (*Nummulites maximus* D'Archiac). Brez dvoma ne sovpadajo slučajno v isto obdobje gigantske živalske oblike in izredno ugodno okolje, pač pa so se prav zaradi izredno ugodnega okolja lahko sploh razvile takšne velike oblike.

Zaradi naštetih problemov je jasno, zakaj je napredek pri raziskavah numulitin in njihovega razvoja sorazmerno počasen (cf. R. Pavlovec, 1969, 175). Prav tako je razumljivo, da nastajajo številne napake bodisi pri sami determinaciji ali še bolj pri filogenetskih preučevanjih. Vse te napake se nekoliko zmanjšajo ob združevanju numulitov v večje ali manjše skupine, ki so bile prvotno nekakšne umetne sistematske enote. V smislu V. D'Archiac in J. Haimaja (1953, 70—75) so bile skupine postavljene izključno na podlagi morfoloških značilnosti. Pri tem so seveda prišle v isto skupino večkrat numulitne vrste, ki niso v ožji filogenetski zvezi. Danes uporabljajo ime skupina za sorodne vrste numulitov, npr. skupina *Nummulites distans* vključuje numulite od spodnjeeocenskega *Nummulites nemkovi* Schaub do lutecijskega *Nummulites maximus*. Med tema vrstama so še *Nummulites distans* Deshayes, *N. polygyratus* Deshayes in *N. millecaput* Boubée. Vsi ti numuliti imajo podobne morfološke značilnosti (tanke hišice s številnimi zavoji, ozke kamrice, močno nagrnjena in upognjena septa), so pa tudi v filogenetski zvezi. Nikakor ne smemo

trditi, da so se neposredno razvili drug iz drugega, saj upravičeno pričakujemo še nove vmesne vrste in podvrste, vendar pripadajo isti razvojni liniji numulitov.

Zato zagovarjam stališče, da so numulitne skupine v modernem pojmovanju pravi razvojni nizi in jih moramo tako tudi imenovati. Ime skupine v taksonomskem smislu ne pove ničesar in ga lahko uporabljamo za sistemske enote različnega velikostnega reda, npr. skupina sesalcev ali skupina makroforamifer.

Leta 1966 sem že opozoril na zelo dober primer razvojnih nizov (R. Pavlovec, 1966 a). To sta tako imenovani »veji« skupine *Nummulites laevigatus*, in sicer »veja z nizkimi zavoji in dolgimi kamricami« ter »veja z visokimi zavoji in kratkimi kamricami«. Pri prvi »veji« omenja H. Schaub (L. Hottinger, R. Lehmann in H. Schaub, 1964, 632—633) tri oblike »*Nummulites laevigatus*« ki pa se v nekaterih znakih med seboj razlikujejo. Za takšno skupino med seboj zelo podobnih, sorodnih in stratigrafsko blizu si stoječih oblik je primerna oznaka oblikovni krog (R. Pavlovec, 1969, 177). Smisel oblikovnega kroga pa se izgubi, če posamezne oblike lahko uvrstimo v določen razvojni niz ali če iz njih sestavimo celo samostojen razvojni niz.

Pri numulitnih nizih opažamo določene zakonitosti, čeprav jih zopet ne smemo posplošiti za vse nize. O tem je leta 1963 razpravljal H. Schaub. V smeri najpreprostejšega, to je najstarejšega numulita določenega razvojnega niza proti bolj razvitim oblikam narašča velikost hišice in s tem število zavojev. Pri megalosferičnih oblikah narašča tudi velikost protokona ali megalosfere.

Obenem s tem se spreminja oblika kamric, zavojni rob postaja vedno bolj kompliciran. Kot primer naj omenim razvojni niz *Nummulites burdigalensis-perforatus*. Pri mlajših oblikah je vedno boljje vidna delitev hišice na tri odseke. Notranji del ima stari tip kamric in zavojev (kamrice kot pri vrsti *Nummulites burdigalensis*). To so enostavni, enakomerno naraščajoči zavoji, skoraj pravokotne kamrice, ki so približno enako visoke kot dolge. Pri mlajših zavojih v srednjem delu hišice so nepravilnejši, hitreje naraščajoči zavoji, ki so večkrat dvojni, kamrice pa so pogosto nepravilne in v glavnem bolj dolge kot visoke. Tretji, najmlajši odsek hišice ima ozek zavojni rob in dolge nizke kamrice, ki se med seboj bolj razlikujejo kot v srednjem odseku.

Razvojnih nizov s podobnimi značilnostmi imamo več, npr. *Nummulites burdigalensis-perforatus*, *Nummulites meneghini*, *Nummulites distans-maximus*. Tudi pri asilinah je mogoče preučevati njihove razvojne nize (tabla 2, sl. 1 do 6). Z evolucijo prav tako narašča velikost njihovih hišic in pri obliki A tudi velikost protokona. Manj pa so preučeni razvojni nizi pri drugih numulitinah, npr. pri operkulinah, neoperkulinah itd., zakaj teh je na splošno manj kot numulitov in asilin ter jih je še težje najti v daljših profilih.

Numulitinske vrste

Končno pogledjmo še problem vrste pri numulitinah. Kje je meja med dvema vrstama? Kdaj je mogoče reči, da imamo opraviti z novo vrsto, ki se dovolj razlikuje od prejšnje? V paleontologiji vsekakor nimamo opraviti s takšnimi vrstami kot v biologiji. Species kot sistemska enota fosilnih organizmov največkrat sestoji iz oblik, ki bi jih biologi ob zadostnem materialu imeli že za dve ali več vrst.

To dejstvo poglejmo na praktičnem primeru. V zgornjem eocenu je živel *Nummulites fabianii* (Prever), v oligocenskih plasteh pa najdemo njegovega sorodnika *Nummulites intermedius* (D'Archiac). Med obema se pojavlja prehodna oblika *Nummulites problematicus* Tellini (R. Pavlovec, 1966 b), ki ga je včasih zlasti od vrste *Nummulites fabianii* težko ločiti. Vrsta *Nummulites problematicus* ima še sorazmerno visoke zavoje (tip »fabianii«), medtem ko se kamrice zlasti v zunanjih zavojih že močno podaljšajo (tip »intermedius«). Vsekakor pomenijo takšni znaki vrste *Nummulites problematicus* prehodno obliko med starejšimi *N. fabianii* in mlajšimi *N. intermedius*. To potrjuje tudi stratigrafski položaj: *Nummulites problematicus* se pojavlja tako v zgornjem eocenu kot v oligocenu.

Dokler so poznali samo izolirana nahajališča ene ali druge vrste, niso imeli problemov s temi tremi sorodnimi oblikami. V zadnjih letih pa so intenzivno preučevali razne profile (rezultati še niso objavljeni) z neprekinjeno sedimentacijo iz zgornjega eocena v oligocen. V teh plasteh se pojavlja najprej *Nummulites fabianii*, ki prehaja v ostali obliki. Kje je torej treba potegniti mejo med temi tremi numuliti? Zlasti *Nummulites fabianii* in *N. intermedius* se morfološko tako zelo razločujeta, da ne moremo dvomiti o dveh vrstah. Tu se torej srečujemo s problemom, ki se pojavlja povsod, kjer so profili s favno dovolj kontinuirani. Ker je potekal razvoj postopoma in ne v skokih, je nujno, da v takšnih profilih naletimo na prehode med vrstami.

Kolegi, ki rešujejo problem vrst *Nummulites fabianii* in *N. intermedius*, so me vprašali za mnenje. Moje stališče je takšno. Tipičen *Nummulites fabianii* je živel v zgornjem eocenu, *Nummulites intermedius* pa v oligocenu. Prehodne oblike je treba označiti kot oblikovni krog *Nummulites fabianii-intermedius*. Točne starosti tega oblikovnega kroga ne bomo mogli določiti samo s pomočjo numulitov, pač pa bomo morali poklicati na pomoč še spremljevalno favno in floro.

Sklep

Obravnavali smo nekaj problemov iz taksonomije in filogeneze numulitin. Ta zanimiva skupina je sicer na eni strani izredno hvaležen predmet za natančno preučevanje, zakaj pojavlja se v velikih množinah v raznih delih paleocenskih bazenov. Na drugi strani pa je material dosti problematičen predvsem zaradi subjektivnih napak pri študiju. Numulitine so kljub temu ena tistih mikro-paleontoloških skupin, ki so posebno primerne za preučevanje filogeneze oziroma taksonomije. Prepričan sem, da sta filogeneza in taksonomija tesno povezani, da med njima ni odstopanj, zakaj ena je v pomoč drugi. Moderna paleontologija zato ne more ostati pri goli deskripciji morfoloških značilnosti, marveč se mora poglobljati prav v filogenetske probleme. Takšno delo pa vodi tudi do praktičnih koristi, saj morajo rezultate upoštevati stratigrafija in druge veje geološke znanosti.

Tabla — Plate 1



- 1 *Assilina exponens* (Sowerby), No. 3672 fliš, lutecij — Labin v Istri
Flysch, Lutetian — Labin in Istria
- 2 *Assilina exponens* (Sowerby) — površje — surface, No. 3682 fliš, lutecij — Vodice
na Krku
Flysch, Lutetian — Vodice on the Krk

Tabla — Plate 2

- 6 *Assilina spira* (De Roissy), površje — surface, No. 3683 fliš, srednji lutecij— Šilo
na Krku
Flysch, Middle Lutetian — Šilo on the Krk
- 5 *Assilina spira* sp. 1 (in: Pavlovec, 1969), No. 3695/2 prehod med *Assilina major* in
Ass. spira, alveolinsko numulitni apnenc, spodnji lutecij — Rakitovec v Istri
Transitional form between *Assilina major* and *Ass. spira*. Limestone with alveolinas
and nummulites, Lower Lutetian — Rakitovec in Istria
- 4 *Assilina major* Heim, površje — surface, No. 3675 fliš, meja cuisij-lutecij — Vipolže
v Goriških brdih
Flysch, border Cuisian- Lutetian — Vipolže in Goriška Brda, W Yugoslavia
- 3 *Assilina major* Heim, No. 3677 najvišji cuisij — Bergouey, Chalosse, Landes (Francija)
Uppermost Cuisian — Bergouey, Chalosse, Landes (France)
- 2 *Assilina laxispira* (De la Harpe), No. 3688 srednji cuisij — Bos d'Arros, Francija
Middle Cuisian — Bos d'Arros, France
- 1 *Assilina placentula* (Deshayes), No. 3689 spodnji cuisij — Gan, Francija
Lower Cuisian — Gan, France

Tabla — Plate 3

Srednji
lutecij
Middle
Lutetian



6

Spodnji
lutecij
Lower
Lutetian



5

Zgornji
cuisij
Upper
Cuisian



4



3

Srednji
cuisij
Middle
Cuisian



2

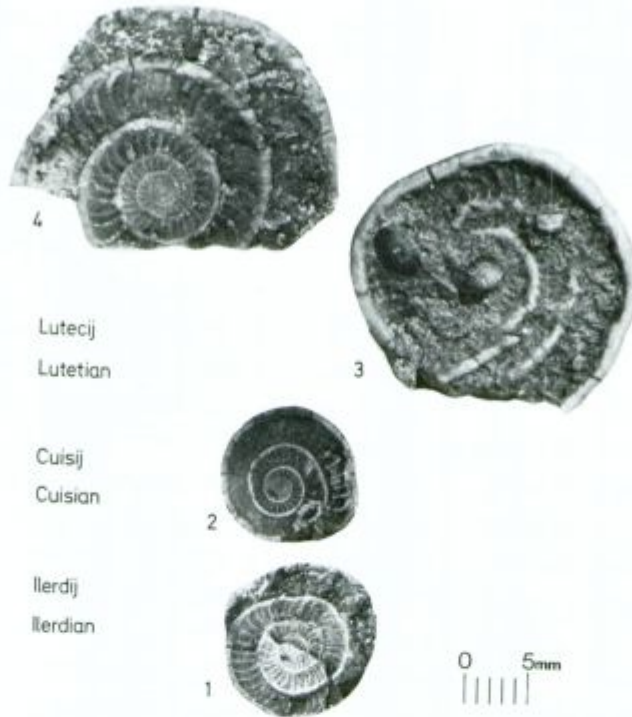
Spodnji
cuisij
Lower
Cuisian



1



Tabla — Plate 3



Lutecij
Lutetian

Cuisij
Cuisian

Ilerdij
Ilerdian

- 4 *Operculina maxima* Pavlovec, No. 3403 Alveolinsko numulitni apnenec, spodnji lutecij — med Rašo in Labinom, Istra
Limestone with alveolinas and nummulites, Lower Lutetian — between Raša and Labin, Istria
- 3 *Operculina praespira* (Douvillé), površje — surface, No. 2864 fliš, spodnji lutecij — Vodice na Krku
Flysch, Lower Lutetian — Vodice on the Krk
- 2 *Operculina marinellii similis* Khan et Pavlovec, No. 3841 fliš, srednji cuisij — Podgrad v Brkinih
Flysch, Middle Cuisian — Podgrad in Brkini
- 1 *Operculina exiliformis* Pavlovec, No. 1222/1 alveolinsko numulitni apnenec, srednji ilerdij — Veliki vrh pri Jelšanah, S Slovenija
Limestone with alveolinas and nummulites, Middle Ilerdian — Veliki vrh near Jelšane (S Slovenia, W Yugoslavia)

Vsi primerki pripadajo mikrosferični generaciji in so iz zbirke Katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani. Fotografiral Ciril Gantar.

All specimens belong to the microsphaerical forms and come from the collection of the Institute for geology and paleontology of Ljubljana University. Photographed by Ciril Gantar.

Evolutionary Lines and Taxonomic Problems of the Nummulitinae*

Rajko Pavlovec

Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 12

Foraminifers appear to be very suitable for the study of the ontogenetic and phylogenetic development, and they are available for microstratigraphic correlation. Author deals with the subfamily Nummulitinae pointing out the characteristics of different genera and the importance of the architecture of their test in taxonomy. The modern classification is based not only on morphological features but also on relationships between individual forms. That amounts to the particular line of descent within the evolution. The study of evolutionary series requires, however, that sequences of fossiliferous beds deposited in similar conditions and extending without interruption should be exposed. Referring to the relations between foraminifers and their environments, the author shows the unsuitable conditions in the region of southwestern Slovenia, and somewhat favorable environment in Istria.

As an instance of the taxonomical problems and the study of evolution in microfauna, macroforaminifers are quite particularly convenient. Many of them have been subject to rapid evolution, in some places appear in great numbers, and their tests are often extremely well preserved. Among the Paleogene macroforaminifers the dominant position belongs to the forms of the subfamily Nummulitinae. Though we are aware that the ways in which the whorls overgrow one another, along with the other characteristics of the equatorial and axial sections, are by no means the only taxonomical features of the Nummulitinae, we still find them the most useful ones in practice, as long as we do not acquire better criteria.

Based on the different test structures, we distinguish today the genera *Nummulites*, *Assilina*, *Nummulitoides*, *Operculinoides*, *Operculinella*, *Neooperculinoides* and *Operculina* (H. Schaub and J. Schweighäuser, 1950; 1961; B. T. Golev, 1961-a, 1961-b; R. Pavlovec, 1968a). In my opinion G. I. Nemkov (1967) is right when he further divides the genus *Nummulites* into the subgenera *Nummulites*, *Globulites* and *Granulites*. In opposition to F. Bieda (1959), R. T. Golev (1961a) is convinced that the nucleocoenoch is of no particular importance for taxonomy. In my opinion Bieda's point of view is right, inasmuch as the nucleocoenoch develops along with the other features (R. Pavlovec, 1968a).

Phylogenetic research requires continued profiles, where continuous evolution of any particular group could be repeated. Unfortunately this is usually difficult to achieve in practice. Though great numbers of Nummulitinae (*Nummulites*, *Assilina* and *Operculina*) can be found in our country, the ecological conditions in the Paleogene were so changeable that we cannot study longer evolutionary lines or longer developments of any particular group with sufficient accuracy.

* The article is based on the inaugural lecture the author has had at the Faculty for Natural sciences and Technology at Ljubljana University.

In the Paleocene period most of present-day South-West Slovenia was covered by a shallow sea with numerous gulfs. The water, rather unclear and rich with organic materials, was unfavourable to any larger spread of the Nummulitinae. Only in the Ilerdian the sea became clearer and at the same time the Nummulitinae appeared in greater numbers. But soon the sedimentation of Flysch and Flyschlike strata set in — in the westernmost parts of Slovenia probably in the Ilerdian, elsewhere in the Cuisian — such seas contained too many clay and sand particles for the Nummulitinae. The situation is somewhat better in Istria, where in some places a similar sedimentation of limestone continued throughout the Cuisian and a considerable part of the Lutetian.

Phylogenetic studies in other countries have to face comparable difficulties. They must therefore necessarily rely on combined data from different profiles, which certainly implies considerable deficiencies.

Though the Nummulitinae are one of those foraminifers groups to which great attention was already paid in the last century, and thought they are abundant in some parts of the Paleogene beds we still do not know them sufficiently well. The reason for this is to be found in their complicated morphological features, showing always variability and quite often anomalies. Consequently we often have to face great deviations from the holotypus. So far we do not know any subjective method of eliminating the unusually pronounced subjective factor in the research of the Nummulitinae.

When studying the phylogeny of the foraminifers we must consider besides the morphological features the paleogeographic distribution of various forms and the microstratigraphic relations between them. Usually we have to deal with a tanatocenosis, while a further important condition is the evolutionary speed of the various forms. The evolutionary speed is thought to be to a large extent dependent on the ecological conditions. But the ecological conditions, though involving selection, do not advance the origin of new species (Schaub, 1963).

It is clear that because of all the problems mentioned, advances in the study of the Nummulitines are comparatively slow and numerous mistakes can arise, both in determination and phylogenetic studies (R. Pavlovec, 1969). All these mistakes somewhat limit efforts to set groups of the related Nummulites which could lead to forming of evolutionary lines.

The concept of a "group of similar forms" on the other hand, can be used for any group of similar, related and stratigraphically closely positioned forms (R. Pavlovec, 1969).

Prof. H. Schaub (1963) emphasized some common features from various evolutionary lines of Nummulites and pointed out that the test becomes larger, the number of whorls increases, and the chambers lengthen ranging from older to younger forms.

The problem of species among the Nummulites could be illustrated on the *Nummulites fabiani* from the Upper Eocene and the *Nummulites intermedius* from the Oligocene beds. The transitional form is the *Nummulites problematicus* occurring both in the Upper Eocene and in the Oligocene strata. If in a continuous profile new transitional forms occur which could not be differentiated, all these indistinct forms may be designated as "group of similar forms" Nummu-

lites fabianii-intermedius. Nevertheless the two basic types, "fabianii" and "intermedius", are clearly characterized as separate species.

The Nummulitinae present an example what kinds of proposition arise always in the study of foraminifers phylogeny and taxonomy, which are no doubt linked disciplines. A modern paleontologist cannot confine himself to the bare description of morphological features, but must precisely delve into phylogenetic problems. Such research work is also of practical advantage, since stratigraphy and other branches of geological sciences must take into account its results.

Literatura

- D' Archiac, V. in Haime, J. 1853, Description des animaux fossiles du groupe Nummulitique de l'Inde. — 1-377, P. 1-38. Paris.
- Bieda, F. 1959, Budowa komór embrjonalnych u numulitów jako cecha taksonomiczna. — Zjazd Anatomów Polskich (predavanje). Krakow.
- Göke, G. 1963, Methoden der Mikropaläontologie. — 1-81. Stuttgart.
- Golev, B. T., 1961a, O rode Operculinoides Harzawa. — Voprosi mikropal., 5, 112-120, tab. 1-2. Moskva.
- Golev, B. T., 1961b, Predstaviteli rodov Operculina i Neooperculinoides iz eocenovih otloženij Bukovinsko-Pokutskih Karpat. — Paleont. sbornik Lvov. geol. obšč., 1, 61-69, tab. 1-2. Lvov.
- Hottinger, L., 1963, Les Alvéolines paléogènes, exemple d'un genre polyphylétique. — Evol. Trends Foram., 296-314. Amsterdam.
- Hottinger, L., Lehmann, R. in Schaub, H. 1964, Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranée. — Mém. BRGM, 28, 611-652, tab. 3. Paris.
- Loeblich, A. R. in Tappan, H. 1961, Protista 2. V: Moore, Treatise on Invertebrate Paleontology, C. — 1-XXXI + 1-900. Kansas.
- Nemkov, G. I. 1967, Nummulitidi Sovetskogo sojuza i ih biostratigrafičeskoe značenie. — Moskov. obšč. ispitat. priir. mat. poznan. geol. str. SSSR, N. s., 16, 1-316, tab. 1-44. Moskva.
- Pavlovac, R. 1966a, K taksonomiji numulitin *Operculina exiliformis* n. sp. iz paleogena v južni Sloveniji. — Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razr., 9, 253-297. Ljubljana.
- Pavlovac, R. 1966b, Evolution of the species *Nummulites problematicus* Tellini and its vertical extension. — Bull. sci. Yougoslav., Sec. A, 11, 4-5. Zagreb.
- Pavlovac, R. 1969, Istrske numulitine s posebnim ozirom na filogenozo in paleoekologijo. — Slov. akad. znan. umet., IV. razr., 12, 153-206, tab. 1-13. Ljubljana.
- Pokorný, V. 1958, Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — I: 1-582. Berlin.
- Schaub, H. 1961, Über die Gattungsnamen der Nummulitidae: *Nummulites*, *Assilina* und *Operculina*. — Eclogae geol. Helv., 54, 566-569. Basel.
- Schaub, H. 1963, Über einige Entwicklungsreihen von *Nummulites* und *Assilina* und ihre stratigraphische Bedeutung. — Evol. Trends Foram., 282-297. Amsterdam.
- Schaub, H. in Schweighäuser, J. 1950, Nummuliten und Discocyclinen aus dem tiefsten Untereocän von Gan. — Eclogae geol. Helv., 43, 236-242. Basel.
- Schindewolf, O. 1950, Grundfragen der Paläontologie. — 1-506, Taf. 1-32. Stuttgart.

Starost ponikvanskih skladov

Uroš Premru

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Ponikvanski skladi so se usedali v eugeosinklinalnem jarku, ki se je pričel pogrezati v začetku spodnjega liasa v starokimerijski orogenetski fazi. Raztezal se je od zahoda proti vzhodu. V njegovem internem delu so nastajale predornine, v manjšem obsegu pa pelaglični karbonatni in glinasti sedimenti z vložki homogene in heterogene intraformacijske breče. V aksialnem delu so se usedali radiolaritni, v eksternem delu pa pelaglični karbonatni in glinasti sedimenti. Apnenec na Ponikvanski planoti vsebuje foraminiferi *Spirillina jurassica* (Jones) in *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk), ki dokazujeta njegovo liasno starost.

Uvod

Pojem »ponikvanski pisani skrilavci in apneneci« je uvedel v geološko literaturo F. Teller (1098). Ker ni našel nobenih fosilnih ostankov, jih je na karti uvrstil v srednjo in zgornjo triado, v tekstu pa jih je imel za ekvivalent krških skladov. Tufe in kisle predornine pa je imel za terciarni andezit. Na geološki karti Železna Kapla in Kokra istega avtorja iz leta 1898 so označeni ponikvanski skladi na Možjanci pri Preddvoru, ki pa jim je A. Ramovš (1967) na podlagi mikrofavne dokazal zgornjekredno starost.

Pri geološkem kartiranju lista Celje spomladi leta 1967 smo skušali rešiti vprašanje stratigrafske lege ponikvanskih skladov. V ta namen smo nabrali številne vzorce, ki sta jih mikropaleontološko raziskali S. Pantič in L. Šribar, sedimentološko M. Silvester, petrografske pa A. Hinterlechner-Ravnik in M. Dimič. Kartirali so M. Pleničar, P. Mioč, L. Prah in U. Premru.

Leta 1973 smo našli enake sklade v večjem obsegu na Dobroveljski planoti. Vzorce je paleontološko preiskala L. Šribar, petrografske pa M. Dimič. V literaturi smo našli podatke o petrografski sestavi nekaj vzorcev predornin, ki so po C. Germovšk u (1959) tradni. Pri terenskih delih so sodelovali geologi: B. Stojanovič, B. Ogorlec in U. Premru.

Litostratigrafski opis

Ponikvanske sklade smo našli na dveh krajih v klasičnem najdišču — pri Ponikvi in na Dobroveljski planoti (sl. 1). V njihovi podlagi leže masivni ali slabo plastoviti apnenci in dolomiti kordevovske podstopnje ter karnijske, noriške in retske stopnje

Pri Ponikvi je na površini 7 km² več manjših erozijskih krp ponikvanskih skladov. V vsaki krpi je lega posameznih litoloških členov precej različna, zato podajamo plasti za vsako krpo posebej.

1. profil Sp. Ponikva-Sv. Jedert (sl. 2). Večja krpa ponikvanskih skladov se razteza diskordantno na triadnem apnencu, delno pa tudi na dolomitu. Sledi zaporedje plasti s skupno debelino 120 m:

— plast rjavega, vijoličasto rjavega in zelenega brečastega keratofirskega tufa z jezičastimi vložki tufske breče, pelitnega tufa, črnega radiolarita in lapilnega tufa

— svetlo rumeni silificirani dolomit, ki bočno prehaja v sivi silificirani apnenc, sivo apneno brečo in konglomerat, tujsko apneno brečo in sivi silificirani apnenc s slabo ohranjenimi algami

— brečasti keratofirski tuf in bočni ekvivalent — silificirani apnenc in apnenc z rožencem

— beli in sivi ploščasti apnenc

— tanek vložek sivkasto vijoličastega apnena pečenjaka

— tanka plast sivega glinastega skrilačca

— siva drobnozrnata apnena breča

— sivi glinasti skrilačec z rožencem

— menjavanje dolomita in sivega glinastega skrilačca

— rjavi keratofirski tuf

— menjavanje brečastega in lapilnega tufa

— zeleni brečasti tuf

— svetlo sivi, rjavi in rjavkasto rumeni tufsko-glinasti skrilačec z vložkom sivega železnatega mikrokristalnega apnena

— sivkasto rjavi in rdečkasto rjavi keratofir

— rdečkasto sivi tufsko-glinasti skrilačec.

2. profil vzhodno od Zaloga (sl. 2). Tod so ponikvanski skladi debeli le okoli 20 m. Na zgornjetriadnem apnencu leži

— rjavi in temno zeleni keratofirski tuf ali pa sivkasto zeleni glinasti skrilačec, ki ponekod izpolnjuje ves profil, drugod pa se različne kamenine hitro menjavajo ali bočno prehajajo druga v drugo,

— svetlo sivi brečasti apnenc

— rdeči brečasti tuf in temno vijoličasti avtobrečasti keratofir

— svetlo zeleni lapilni tuf

— temno sivi brečasti apnenc.

3. profil Zalog (sl. 2). Na zgornjetriadnem apnencu, delno pa tudi na dolomitu je ohranjenega le okoli 30 m profila. Od spodaj navzgor si slede

— rjavi in temno zeleni tuf ali tankoploščasti apnence

— tanke plasti temno sivega in vijoličastega ploščastega apnenca, svetlo sivega dolomitiziranega apnenca in apnenca z rožencem. V spodnjem delu se bočno vrtva svetlo rjavi silificirani dolomit z jaspisnimi žilicami, v zgornjem delu pa temno zelenkasto modri tufsko-glinasti skrilavec

- pisana karbonatno-tufska breča
- temno sivi plastoviti apnenec
- temno rdeče vijoličasti keratofirski tuf
- rdeče vijoličasti, zeleni, črni in rjavi tufsko-glinasti skrilavec, ki bočno preide v beli silificirani dolomit
- temno vijoličasti keratofirski tuf.

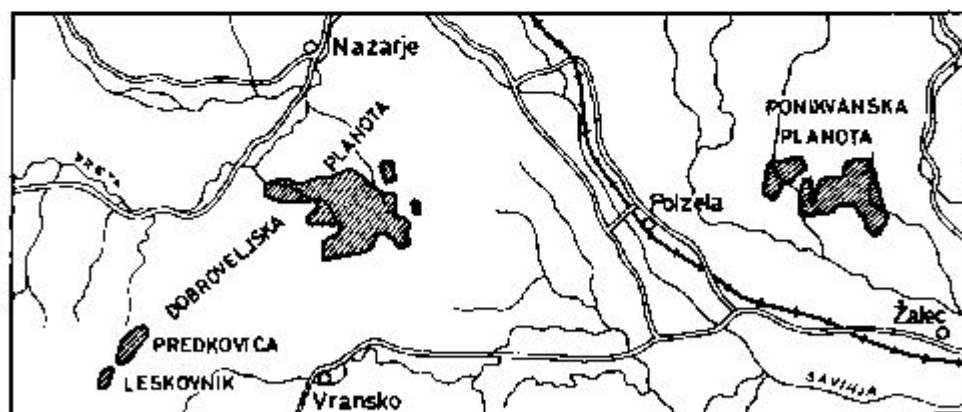
Južno od Zaloga je tektonsko odrezan blok kremenovega keratofirja z vidnim tečenjem. Glede na vpad plasti v Zalogu leži verjetno na tufu.

4. profil Grajski Novi ključer (sl. 2). Triadna podlaga ni nikjer vidna, ker so ponikvanski skladi odrezani s prelomom. Profil je debel okoli 70 m. Od spodaj navzgor sestoji iz naslednjih plasti:

- svetlo rjavkasto rumeni, beli in sivkasto zeleni keratofirski brečasti tuf
- prehod med brečastim tufom in dolomitom je debel okoli 10 m. Na prehodu so leče brečastega tufa v belem silificiranem dolomitu
- beli neplastoviti kristalasti dolomit. V spodnjem delu je v njem vložek svetlo sivega organskega apnenca s foraminifero *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk)
- rjavi brečasti in lapilni tuf.

5. profil Loke (sl. 3). sestoji iz 70 m debele skladovnice, ki leži na retskem apnencu z loferiti ali na belem neplastovitem kristalastem dolomitu. Odložene so naslednje plasti:

- temno sivi ploščasti in tankoploščasti laporasti apnenec



Sl. 1. Najdišča ponikvanskih skladov
Abb. 1. Fundorte der Ponikva-Schichten

- sivi mikritni apnenec z rožencem. Njegov zgornji del vsebuje foraminifero *Spirillina jurassica* (Jones)
- svetlo sivi in rdeči tankoploščasti mikritni apnenec s prekristaljenimi foraminiferami *Permodiscus* sp. in alga *Taumatoporella parvovesiculifera* (Raineri)
- sivi progasti biosparitni apnenec
- sivi mikritni apnenec z rožencem
- rjavkasto sivi glinasti lapor
- rjavi lapor z vložki ploščastega glinastega laporja in dvema debelejšima vložkoma tufa
- sivi tankoploščasti apnenec.

6. profil Kale (sl. 2). Pri vasi Kale južno od Zg. Ponikve leže na svetlo sivem zgornjetriadnem apnencu naslednje plasti, debele nad 50 m:

- bazalne plasti, debele do 10 m bočno prehajajo ena v drugo, deloma pa leže tudi druga na drugi. To je siva apnena breča s slabo zaobljenimi kosi triadnega apnenca, svetlo rdečkasto sivi ploščati apnenec in brečasti tuf
- rdečkasto rjavi in svetlo zeleni ignimbritni tuf in brečasti tuf
- rjavi in zeleni brečasti tuf
- svetlo siva in rdeča apnena breča bočno prehaja v rjavi in zeleni keratofirski tuf, ta pa v sivi tufski konglomerat. Tuf leži delno tudi na konglomeratu
- sivi, temno sivi in rdečkasto sivi plastoviti apnenec
- svetlo sivi tankoploščasti apnenec
- svetlo sivi mikritni apnenec.

Na Dobroveljski planoti najdemo sem in tja večje ali manjše erozijske ostanke in manjše tektonske bloke ponikvanskih skladov. Največjo površino zavzemajo severno od Vranskega, kjer so ohranjeni v tektonskem jarku. Leže erozijsko diskordantno na zgornjetriadnem apnencu, redkeje na dolomitu. Tudi tu je za ponikvanske sklade značilna velika pestrost kamenin, ki se vertikalno in horizontalno hitro menjavajo med seboj.

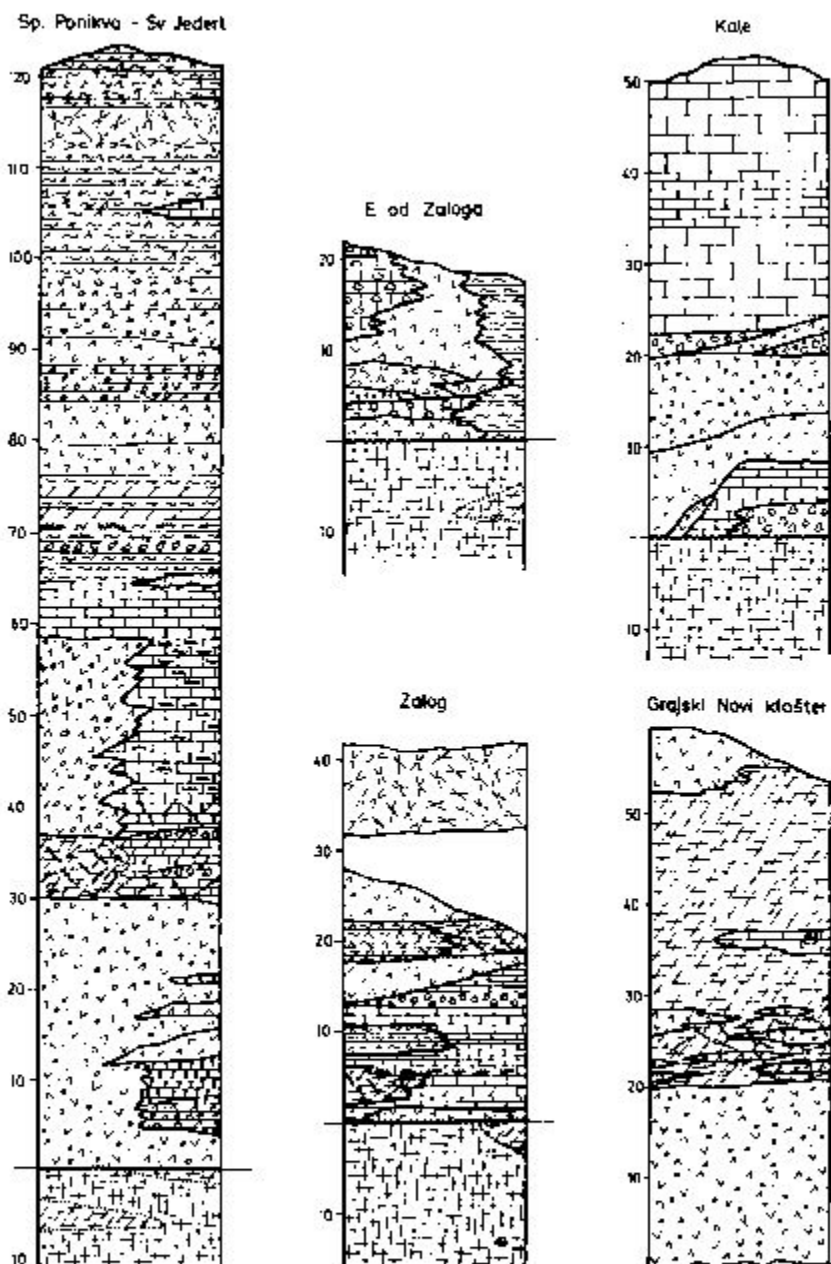
7. profil Šunc-Zahojnikov vrh (sl. 3). Ponikvanski skladi so ohranjeni v debelini prek 120 m. Na severni strani tektonskega jarka je področje vulkanskih izbruhov. Predornine leže nad Mostnim grabnom in v Črnem grabnu takoj na zgornjetriadni podlagi, drugod pa više v profilu. Proti jugu se predornine izklinjajo.

Med predorninami smo določili različke kremenovega keratofirja, keratofirja in porfirja. Prevladuje biotitna kremenov keratofir s tankimi vložki kremenovega keratofirja, biotitnega keratofirja in biotitnega porfirita.

Na južni strani tektonskega jarka so v celem profilu piroklastiti. Prevladuje brečasti tuf različne barve. Ponekod je vmes tudi ignimbritni tuf. Proti severu in vzhodu se tuf izklinja v obliki tankih dolgih jezikov.

Sedimentnih kamenin je malo. Najdemo jih v severovzhodnem delu tektonskega jarka. Od spodaj navzgor si slede:

- rdeči skrilavi lapor, ki vsebuje ponckod nezaobljene kose sivga apnenca zgornje triade
- svetlo siva apnena in tufska apnena breča s kosi apnenca in tufa ter temno sivi apnenec
- vložek brečastega tufa



Sl. 2. Geološki stolpci ponikvanskih skladov na Ponikvanski planoti
 Abb. 2. Säulenprofile der Ponikva-Schichten von Ponikva-Ebene

- siva apnena breča in tufitni apnenec
- vijoličasto rdeči laporasti apnenec in tufska apnena breča
- črni glinasti skrilavec
- črni laminirani apnenec
- peščeni tufitni apnenec
- drobnozrnati laporasti tufski peščenjak
- laporasti peščeni tufit
- rdeči skrilavi lapor
- siva apnena breča
- sivi peščeni apnenec
- rdečkasto rjavi tuf
- temno zelenkasto sivi tufitni apnenec
- tufska apnena breča in siva apnena breča z vložkom tufa
- črni pasoviti peščenjak z vložkom črne apnene breče
- debelejši vložek piroklastita in predornine
- temno sivi peščeni apnenec
- sivi tufski apneni peščenjak, ki vsebuje v spodnjem delu prodnike apnenca
- črni laminirani laporasti apnenec
- temno sivi meljasti kremenov peščenjak.

Više najdemo samo piroklastite z vložki predornin. Apnenec pripada mikritu, mikrosparitu, intrasparitu in intrapelsparitu.

V sedimentih smo našli le slabe neznatne fosilne ostanke (*Lituolidae*, *Lagenidae*, *Radiolaria*, *Textularia*, *Nummuloculina* sp., *Ostracoda*, *Echinodermata*, spikule, pelagične školjke in alge).

8. profil Predkoviča (sl. 3) obsega okoli 60 m plasti. Podlaga, ki jo tvori neplastoviti triadni dolomit in apnenec, je tod debela le okoli 30 do 40 m. Pod njima leži fassansko-langobardski tuf v psevdoziljskem razvoju. Na apnencu in dolomitu dobimo naslednje zaporedje ponikvanskih skladov:

- sivi glinasti meljevec
- menjavanje tankih plasti meljevca in temno sivoga apnenca
- temno umazano rjavi glinovec
- laminirani meljevec z rožencem
- črni in rjavi glinasti skrilavec
- rjavi, rdeči in črni laminirani radiolarit
- marogasti sivkasto rdeči neplastoviti dolomit.

9. profil Leskovnik (sl. 3). Na zgornjetriadnem apnencu loferskega razvoja je nekaj čez 50 m debel profil. V severozahodnem delu erozijskega ostanka ne najdemo primarnih golic, pač pa so v preperini števlni kosi rdečega in sivoga radiolarita, rjavega in sivoga meljevca, sivoga peščenega laporastega apnenca z rožencem in peščenega laporja z rožencem. Verjetno se te kamenine menjavajo med seboj.

V jugovzhodnem delu erozijskega ostanka pa si slede od spodaj navzgor

- temno sivi tufski peščenjak in zeleni keratofirski tuf, ki je njegov bočni ekvivalent
- sivi laporasti apnenec

- temno sivi meljevec
- svetlo zelena drobrozrnata tufska breča
- temno sivi laporasti apnenec
- črni pasoviti glinasti skrilavec
- sivi kristalasti dolomit
- marogasti temno vijoličasti in zeleni tufitni apnenec
- temno sivi pasoviti apneni lapor
- menjavanje radiolarita, meljevca in peščenega apnenca z rožencem.

Za določitev starosti ponikvanskih skladov je odločilna foraminifera *Spirilli-* *na jurassica* (Jones), ki se pojavlja v začetku liasa in sega še nekoliko v dogger. Pomembna je tudi foraminifera *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk), ki sega iz zgornje triade še v spodnji lias (R. Rad o i č i ć, 1968). Sedimentacija se je torej pričela po začetku liasa in je trajala še v spodnjem liasu. Na apnencu s permodiskusom je še precejšnja skladovnica sedimentov in piroklastitov. Zato je možno, da so se višji deli ponikvanskih skladov odlagali še v srednjem in zgornjem liasu.

Tektonika

Ponikvanski skladi na Dobroveljski in Ponikvanski planoti pripadajo savinjskemu narivu. Danes sta obe planoti prekinjeni z mlajšo udorino med Letušem in Polzelo, ki je del Celjske udorine. Tako kot v drugih litostratigrafskih členih savinjskega nariva, potekajo tudi v ponikvanskih skladih glavne strukture od zahoda proti vzhodu.

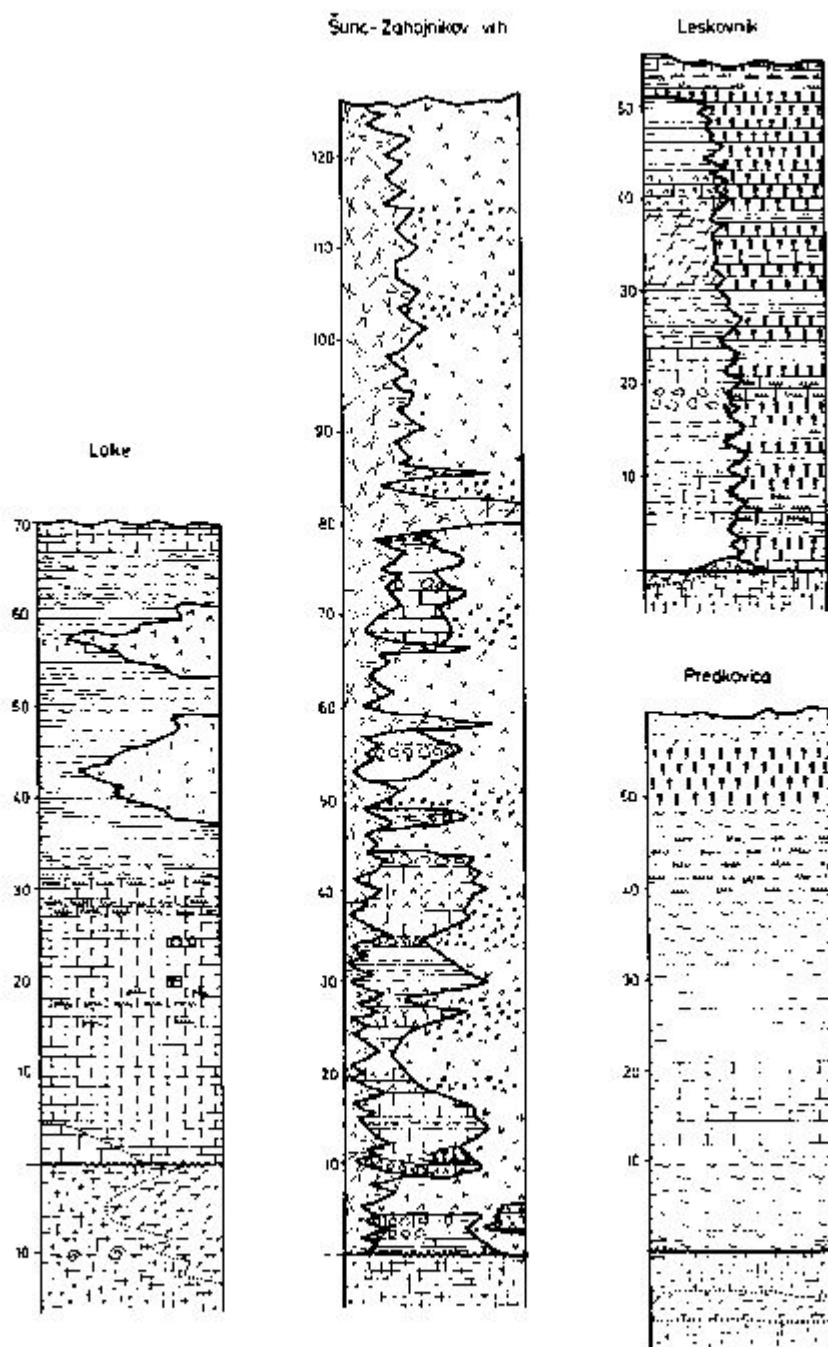
Na Ponikvanski planoti so ponikvanski skladi močno nagubani. Tankploščaste in skrilave kamenine so drobno nabrane. Glavni del ponikvanskih skladov vпада generalno proti jugu, kjer jih prekrivajo različne diskordantno odložene srednjeoligocenske kamenine


















Ozemlje, ki ga zavzemajo ponikvanski skladi, je močno razkosano z različnimi prelomi. Najmlajši prelomi imajo smer zahod—vzhod; večidel so normalni. Ob njih se je stopničasto pogrezal severni rob Celjske udorine. Istočasni so kratki prelomi, ki potekajo prečno na glavno smer. Prelomni sistem je dal ozemlju parketno zgradbo.

Starejši so prelomi s smerjo severozahod—jugovzhod z istočasnimi prečnimi prelomi.

Glavna masa ponikvanskih skladov na Dobroveljski planoti gradi antiklinalo z osjo zahod—vzhod. Južno od antiklinala so ponikvanski skladi močno razkosani s prelomi, zato ni mogoče določiti strukture. Drobna nabranost je manj pogostna kot na Ponikvanski planoti.

Tudi tu imajo najmlajši prelomi smer zahod—vzhod in dajo ozemlju s svojimi istočasnimi prečnimi prelomi parketno zgradbo. Prelomi tega sistema so reverzni, normalni in vertikalni. Severno krilo antiklinala je odrezano z močnim reverznim prelomom, ki vпада proti severu. Na južni strani ozemlja s ponikvanskimi skladi paprevladujejo normalni prelomi, ki vpadajo proti jugu ali proti severu. Reverzni prelomi so maloštevilni. Bolj proti jugu so prelomi normalni z vpadom proti jugu. Ob njih se je stopničasto pogreznil tektonski jarek proti Vranskemu.



	Lapor s kosi apnenec Mergel mit Kalkfragmenten		Glinasti skrilavec z rožencem Tonchiefer mit Hornstein
	Glinasti mejevec Toniger Alearolith		Glinasti skrilavec Tonchiefer
	Mejevec z rožencem Hornsteingeurolith		Glinavec Tonstein
	Tufni apnenec Tuffischer Kalk		Hadeolit
	Ploščasti laporasti apnenec Plattiger Mergelkalk		Peščenyk Sandstein
	Peščeni laporasti apnenec z rožencem Sandiger Mergelkalk mit Hornstein		Sulfikacija Sulfizierung
	Peščeni lapor Sandmergel		Pastovit apnenec z rožencem Geschichteter Hornsteinkalk
	Pastoviti laporno-peščeni apnenec Geschichteter sandiger Mergelkalk		Pastoviti in tankploščasti apnenec Geschichteter bis plattiger Kalk
	Mejevec Alearolith		Konglomerat
	Pastovit dolomit Geschichteter Dolomit		Breča Breccie
	Pastoviti dolomitirani apnenec Geschichteter Dolomikalk		Peščen in laporni tuf Peist- und Lapiltuff
	Brečasti apnenec Breccakalk		Brečasti tuf Brecciaser Tuff
	Neplastoviti apnenec Massiger Kalk		Mrglasti peščenyk Alearolithischer Sandstein
	Keratofir, porfir Keratothyr, Porphyr		Peščenyk s prodniki Sandstein mit Geröll
	Neplastoviti dolomit Massiger Dolomit		Peščen apnenec Sandiger Kalk
	Ploščasti lapor Plattiger Mergel		Tuf Tuff
	Glinasti lapor Tonmergel		Aige Aigen
	Tufski glinasti skrilavec Tuffiger Tonchiefer		Foraminifere Foraminiferen
			Velike megalodontide Grosse Megalodontiden

Sl. 3. Geološki stolpec ponikvanskih skladov na Ponikvanski in Dobrovotjski planoti
Abb. 3. Säulenprofile der Ponikva-Schichten von Ponikva- und Dobrovotje-Ebene

Starejši so prelomi smeri jugozahod—severovzhod in prelomi smeri sever—jug. Najmočnejša preloma smeri sever—jug potekata po Črnem grabnu ter med Kokovnikom in Sv. Janezom in Pavlom.

Paleogeografija

Ponikvanski skladi leže erozijskodiskordantno na zgornjetriadnem apnencu in dolomitu. Kratka okopnitev konec reta in v začetku spodnjega liasa je vezana na nastanek kordiljerskega grebena s smerjo zahod—vzhod. Tedaj je nastopila močna erozija. Zgornjeatriadni apnenc in dolomit sta debela največ 1000 m, pod Predkovicco pa le 30 m. Ti skladi so bili povečini erodirani še pred usedanjem ponikvanskih skladov. Se najmanj so bili zgornjetriadni sedimenti erudirani okoli Lok pri Ponikvi in v Črnem grabnu, kjer najdemo najmlajši del zgornjetriadnega apnenca v loferskem razvoju. Po končani eroziji sta nastopila peneplenizacija in zakrasevanje zgornjetriadnega apnenca.

Ponikvanski skladi so se sedimentirali na kraški relief, kar je še danes lepo vidno. Pri Sv. Janezu in Pavlu gledajo iz tankega liasnega pokrova številne skrpe, na Kokarci pa so erozijski ostanki ponikvanskega tufa v vrtačah.

Po fazi zakrasevanja se je kordiljerski greben pogreznil v plitvejši eugeosinklinalni jarek. Kordiljerski greben se je dvignil in pogrezal v močni tektonski fazi; verjetno je bila aktivna starokimerijska orogenetska faza (po A. Tolmannu, 1966).

Ponikvanski skladi kažejo na sedimentacijo v eugeosinklinalnem jarku. Internemu delu pripadajo ponikvanski skladi na Ponikvanski planoti, na Dobroveljski planoti med Šuncem in Zahojnikovim vrhom ter severni del izdankov pod Predkovicco. Za interni del so značilni podmorski izbruhi, linijsko razporejeni od zahoda proti vzhodu. Lava se je izlivala proti jugu v globlji, aksialni del jarka. Zato se vulkanske kamenine v tej smeri tanjšajo in jezičasto izklinjajo.

Ostanke aksialnega dela jarka zasledimo v severnem delu ponikvanske krpe okoli Leskovnika in v južnem delu krpe pod Predkovicco. Za aksialni del so značilni radiolariti, ki označujejo najgloblji del eugeosinklinalnega jarka. Pas z radiolariti je ozek. Meri približno 700 do 800 m.

Eksterni del jarka je ohranjen le v južnem delu krpe pri Leskovniku. Značilna je sedimentacija karbonatnih in glinastih sedimentov, piroklastiti pa skoraj povsem izginejo.

Razpored posameznih paleogeografskih enot znotraj eugeosinklinalnega jarka kaže na razprostiranje od zahoda proti vzhodu. V tej smeri so potekali tudi glavni prelomi, ob katerih se je jarek pogrezal. Na močno tektonsko aktivnost kažejo številni vložki intraformacijske breče in linijsko usmerjeni izbruhi inicialnega kislega vulkanizma.

Das Alter der Ponikva-Schichten

The Age of the Ponikva Beds

Uroš Premru

Geološki zavod Ljubljana, Jugoslavija

The report deals with the lithological composition and the age of the Ponikva beds, as well as with the paleogeographical aspects of their origin. Besides limestone, shale, marl, conglomerate and breccia, the beds contain also pyroclastites, acidic volcanic rocks and radiolarite. In the Ponikva Plain the sediments contain the Lias foraminifers of the species *Spirillina jurassica* (Jones) and *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk). The Ponikva beds have been recently found also in the Dobrovlje Plain as well.

Die lithologische Entwicklung und das Alter, sowie die paläogeographischen Verhältnisse die während der Bildung der Ponikva-Schichten (Ponigl-Schichten) bestanden haben, werden beschrieben. Ausser Kalkstein, Tonschiefer, Mergel, Konglomerat und Breccia enthalten die Schichten auch Pyroklastite, saures vulkanisches Gestein und Radiolarit. Auf der Ponikva-Ebene enthalten die Sedimente die Liasforaminifera der Spezies *Spirillina jurassica* (Jones) und *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk). Die Ponikva-Schichten sind neulich auch in der Dobrovlje-Ebene gefunden worden.

Im Frühjahr 1967 haben wir die Ponikva-Schichten (Ponigl-Schichten) auf der Ponikva-Ebene nordwestlich von Celje untersucht; im Jahre 1973 haben wir sie auch auf der Dobrovlje-Ebene nördlich Vranksko gefunden, wo bis damals deren Bestehen noch nicht bekannt war (Abb. 1).

Ausser den Sedimenten, die F. Teller (1898) aufzählte, fanden wir auch Pyroklastite, saures vulkanisches Gestein und Radiolarite. Der Kalkstein von der Ponikva-Ebene enthält die Foraminifera *Spirillina jurassica* (Jones) und *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk), womit dessen liassisches Alter bestimmt ist.

Die Ponikva-Schichten wurden in einer eugeosynklinalen Furche sedimentiert. Bei der paläogeographischen Rekonstruktion unterscheiden wir den inneren, den axialen und den äusseren Teil der Furche. Im inneren Teile überwiegen verschiedene Pyroklastite und Ergüsse des sauren Initialvulkanismus; pelagische Karbonat- und Tonsedimente mit homogenen sowie heterogenen Intraformationsbreccien wurden in geringerer Menge gefunden. Der axiale Teil enthält Radiolarit, und der äussere Teil pelagische Karbonat- und Tonsedimente.

Die eugeosynklinale Furche streckt sich von Osten nach Westen. Ihr Absinken begann am Anfange des Unteren Lias, in der altkimmerischen orogenetischen Phase.

Literatura

Germovšek, C. 1959, Triadne predomine severovzhodne Slovenije (Disertacija). Dela SAZU 11 — Institut za geol. knj.1, Ljubljana.

Radović, R. 1966, Microfaciès du jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geologija 9, Ljubljana.

Ramovš, A. 1967, Erster Nachweis der Kreideschichten im Gebirge Savinjske Alpe, Nordwest Jugoslawien. *Bull. Sci. Sect. A, 9-10*, Zagreb.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg a. d. Sann, Wien.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 83, Eisenkappel und Kanker, Wien.

Tollmann, A. 1968, Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische Forschungen*, Hf. 21, Stuttgart.

Jurski skladi v severnih Karavankah

Fero Mioč in Ljudmila Šribar

Geološki zavod Ljubljana, Farmova 33

Jurski skladi v severnih Karavankah predstavljajo tektonski pokrov, ki sega od vrha Daniel na zahodu do Plešivške kope na vzhodu. Vendar ta pas ni sklenjen. Jurske plasti so erodirane z dvignjenega bloka med prečnima prelomoma zahodno in vzhodno od Uršlje gore. Na nekdanjo zvezo kaže tektonska krpa na Črnem vrhu. Ker so plasti porušene, ni nikjer sklenjenega profila. Stratigrafsko zaporedje, rekonstruirano na podlagi foraminifer v parcialnih profilih obsega liasni (*Neoangulodiscus leischneri*, *Involutina classica*), doggerski (*Globigerina helveto-jurassica*) in titonski (*Cona Calptonella*) apnenec v enoličnem ploščastem laporastem mikritnem razvoju. Po barvi prevladuje v spodnjem delu rdečkast, v srednjem in zgornjem pa sivkast in zelenkast različek. V podlagi jurskega pokrova leži v zahodnem delu filit, v sredini zgornjetriadni in na vzhodu miocenski sedimenti. Z juga pa je bil na jurski apnenec narinjen noriški dolomit.

Uvod

Prve podatke o jurskih plasteh v severnih Karavankah najdemo pri Lipoldu (1856, 193), ki je že pisal o njihovem nenormalnem položaju do zgornjetriadnih skladov. Teller (1888 in 1896, 136; 144-145) je razlikoval na tem območju liasne, doggerske in malmske sklade ter jih je primerjal s stratigrafsko analognimi plastmi v Severnih apneniških Alpah. Po Struclu (1966, 122) gre v severnih Karavankah za globokomorske jurske sedimente. Ramovš in Rebec (1970, 105-114) sta ugotovila, da leže liasni skladi konkordantno na reškem apnenecu. Najnižji člen sta imenovala spodnji pisani apnenec, ki prehaja više in lateralno v zelenkasto sivi ploščasti apnenec, na vrhu pa sledi zgornji pisani apnenec. Na podlagi fosilnih ostankov sta uvrstila jurske sklade med Mežico in Slovenj Gradcem v spodnji in srednji lias.

Razprostranjenost in tektonski položaj jurskih skladov

Jurske plasti se razprostirajo na sekcijah Mežica, Ravne, Slovenj Gradec in Podgorje. Segajo od Daniela na zahodu v obliki sklenjenega pasu do severozahodnega pobočja Uršlje gore. Tu je pas prekinjen s prečnim prelomom, ki ima smer približno od jugozahoda proti severovzhodu. Vzhodni blok je ob pre-

lomu dvignjen, del jurskega pasu, ki je bil na njem, pa je erodiran. Njegov podaljšek najdemo na Črnem vrhu v obliki tektonske krpe. Približno 1 km vzhodno od Črnega vrha je ob prelomu, ki ima smer sever-jug, pogreznjen vzhodni blok. Severno od Plešivške Kope najdemo skrajni vzhodni del jurskega pasu, ki je tu znatno razširjen od jugozahoda proti severovzhodu (sl. 1).

Jurski skladi tvorijo tektonski pokrov, narinjen na različno stare plasti. V zahodnem delu, severozahodno od Daniela, leži jurski pokrov na sericitnem filitu, proti vzhodu pa na zgornjetriadnih sedimentih. V severovzhodnem delu je narinjen jurski apnenec na miocenske (helvetske) sedimente. Na jurski pokrov je od juga narinjen noriški dolomit. Na območju Daniela so na juri ohranjene tektonske krpe noriškega dolomita. Jurske plasti predstavljajo torej tektonski pokrov, ki leži med dvema tektonskima enotama. Vsi sedimenti pod pokrovom in na njem so milonitizirani in zgneteni, kar je posledica tektonskih premikov in močnih pritiskov. Tudi v jurskih plasteh so sledovi premikanj. V večjem delu pokrova se vzporedno s plastmi pojavljajo diaklaze in razpoke, ki so zapolnjene s kalcitom. Zato težko dobimo kamenine primerne za laboratorijsko vzorčevanje. Cela jurska skladovnica vpda generalno proti jugu. Zaradi nenormalnega položaja je težko natančneje določiti njeno debelino; verjetno doseže 150 do 200 metrov. Na območju Daniela in severno od Plešivške kope je jurski pas znatno širši in ima navidezno tudi večjo debelino, kar je lahko posledica izoklinalne nagubanosti plasti.

Biostratigrafski razvoj

Celotnega zaporedja jurskih plasti nikjer ne dobimo, ker so posamezni členi tektonsko reducirani ob naravnih ploskvah. Litobiostratigrafski razvoj sestavimo potemtakem lahko le na podlagi parcialnih profilov v raznih delih jurskega pasu. Tako smo lahko zaporedje plasti le rekonstruirali.

Jurski skladi ležijo konkordantno na retskem sivem masivnem in debelo-plastovitem apnencu, ki vsebuje naslednje mikrofosile (sl. 2 in 3):

Triasina hantkeni Majzon

Involutina sp.

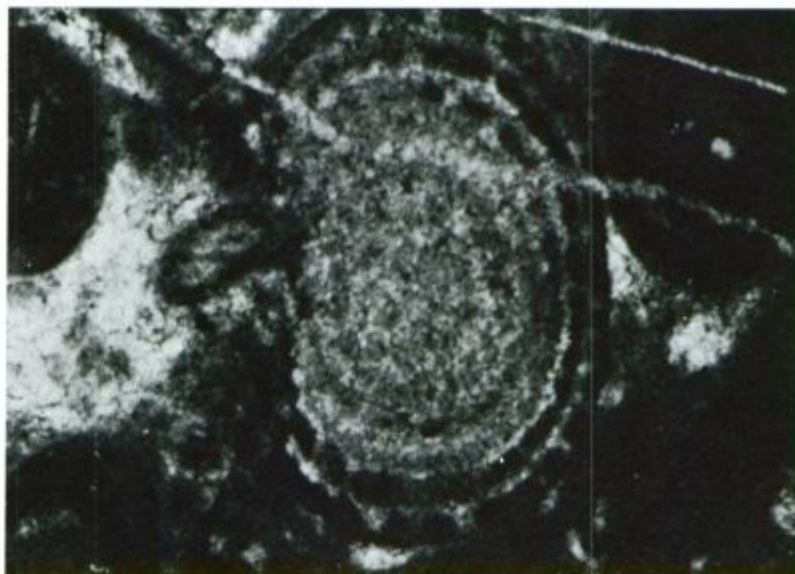
Fronicularia sp.

Favreina salevensis (Parejas)

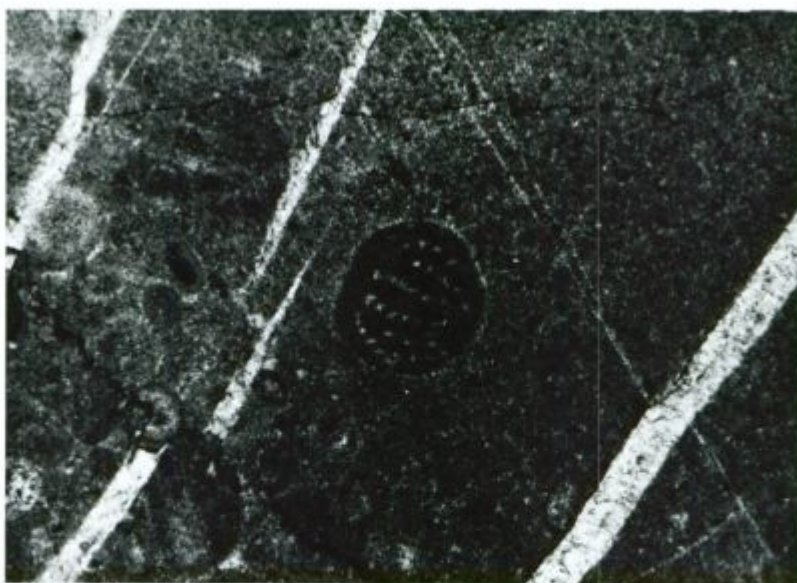
Litološke značilnosti: retskega apnenca, sparitna struktura, in sicer prevladuje intrabiosparit, ter mikrofosilni ostanki kažejo na to, da se je retski apnenec sedimentiral v plitvem morju. Nasprotno pa imamo v vsej jurski dobi enoličen razvoj ploščastega laporastega mikritnega apnenca z značilno pelagično globokomorsko mikrofavno. Triadne in jurske plasti lahko ločimo litološko in na podlagi mikrofavne. V jurskem zaporedju pa ni ostrih litoloških mej; zato smo

Explanation of the columnar section in fig. 1:

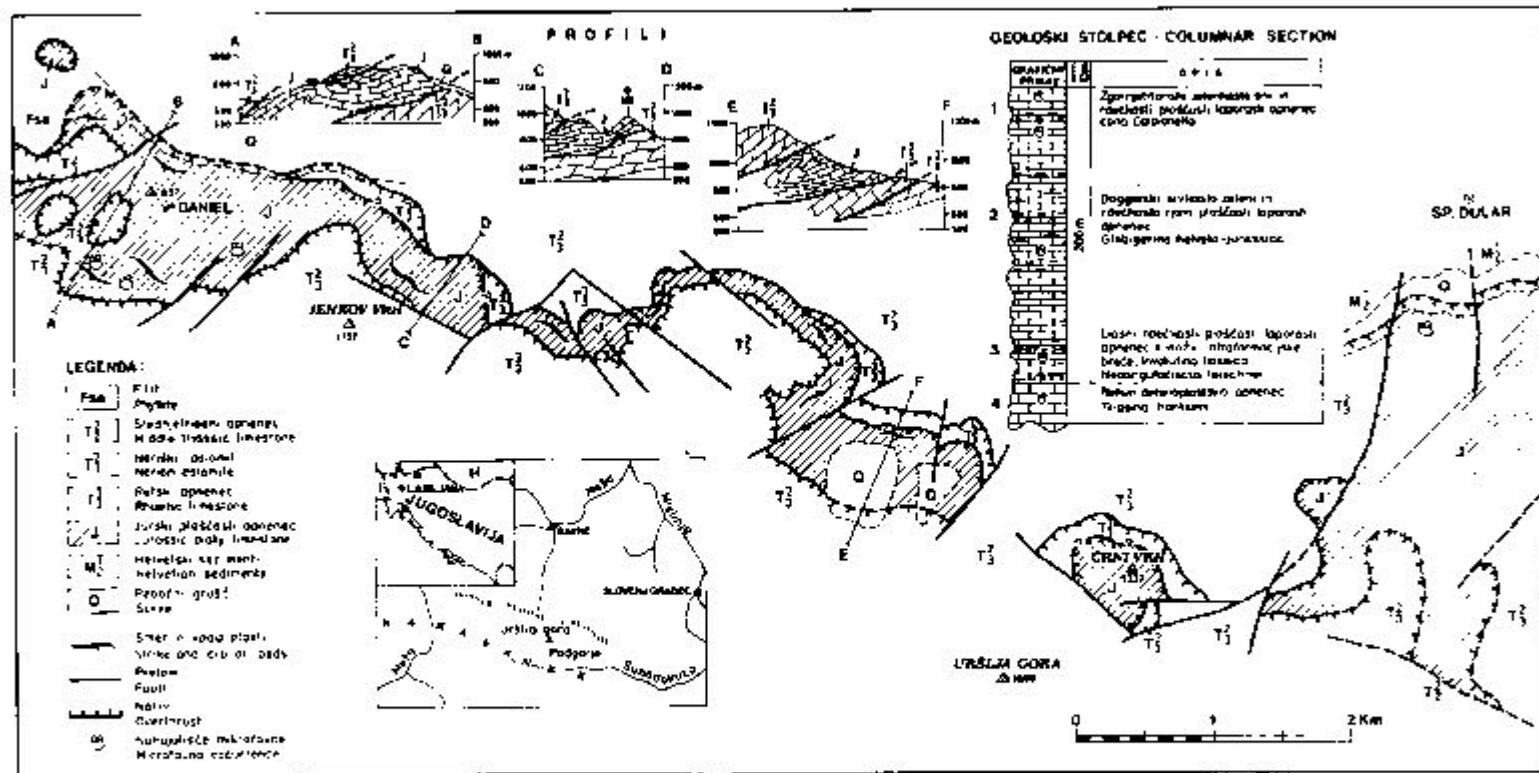
- 1 Upper Tithonian greenish gray and reddish platy marly limestone
Cona Calpionella
- 2 Doggerian grayish green and reddish brown platy marly limestone
Globigerina helveto-jurassica
- 3 Classic reddish platy marly limestone with intercalations of intraformational breccia
Involutina hantkeni, *Neoangulodiscus leischneri*
- 4 Rhetian thick-bedded limestone
Triasina hantkeni



Sl. 2. *Triasina hantkeni* Majzon iz retskega apnenca na Uršlji gori, 43 ×
Fig. 2. *Triasina hantkeni* Majzon from the Rhaetic limestone of Uršlja gora, 43 ×



Sl. 3. *Favreina salevensis* (Parejas) iz retskega apnenca na Uršlji gori, 43 ×
Fig. 3. *Favreina salevensis* (Parejas) from the Rhaetic limestone of Uršlja gora, 43 ×



Sl. 1. Geološka skica in zaporedje plasti jurskih skladov v Severnih Karavankah

Fig. 1. Geologic sketch map and columnar section of the Jurassic beds of the North Karavanke Mountains



Sl. 4. *Involutina liassica* (Jones) v liasnem apnencu s Črnega vrha, 43 ×
Fig. 4. *Involutina liassica* (Jones) in the Liassic limestone from Crni vrh, 43 ×



Sl. 5. Liasni biomikritni apnenc z ostanki mikrogastropodov in brahiopodov,
Črni vrh, 18 ×
Fig. 5. Liassic biomictic limestone with the remains of microgastropods
and brachiopods from Crni vrh, 18 ×

lahko horizontalni plasti le s pomočjo mikrofavne. Na retskih plasteh leži rdečkasto ploščasti laporasti mikritni apnenec, ki prehaja vertikalno in bočno v zelenkasto sivi ploščati mikritni laporasti apnenec. Vmes se pojavlja intraformacijska apnena breča. Ta del doseže debelino okrog 50 metrov. Apnenec vsebuje vodilno liasno mikrofavno, po kateri ga uvrščamo v spodnji in srednji lias.

Določili smo naslednje foraminifere:

Neoangulodiscus leischneri Kristan-Tollmann

Involutina liassica (Jones)

Trocholina (*Trocholina*) *turris* Frenzen

Trocholina sp.

Cristalaria sp.

Lagenidae

V tem horizontu pogosto dobimo še ostanke chinodermov, mikrogastropodov, juvenilnih amonitov, brachiopodov in zelo številne radiolarije (sl. 4 in 5).

Po mikrofavni smo spodnji del jurskih plasti uvrstili v spodnji in srednji lias. Vodilna je predvsem spodnjeliassna vrsta *Neoangulodiscus leischneri*, vendar tudi vrsti *Involutina liassica* in *Trocholina* (*Trocholina*) *turris* kažeta na spodnji in srednji lias, ker sta zelo pogostni, medtem ko sta v zgornji triadi bolj redki (sl. 6 in 7). Više sledi sivkasto zeleni in rdečkasto rjavi ploščasti laporasti mikritni apnenec. Vsebuje pole in gomolje roženca. Sivi in sivkasto zeleni apnenec prevladuje nad rdečkastim različkom. V tem horizontu smo določili vodilno foraminifero *Globigerina helveto-jurassica* Haesler, ki dokazuje spodnjedoggersko (bajocijsko) starost apnenca. Povečini vsebuje apnenec v tem horizontu samo številne ostanke radiolarij (sl. 8).

Tudi zgornji del plasti sestoji iz sivkasto zelenega in rdečkasto rjavega ploščatega laporastega mikritnega apnenca, ki vsebuje pole in gomolje roženca. Barva apnenca se torej spreminja od spodaj navzgor; v liasu prevladuje rdečkasti različek, v doggerju in titonu je apnenec v glavnem siv in sivkasto zelen, rdečkastega pa je manj.

V vzorcih apnenca iz zgornjega dela jurskih plasti smo našli številne kalpionelide. Določili smo naslednje vrste (sl. 9):

Calpionella alpina Lorenz

Calpionella elliptica Cadisch

Calpionella sp.

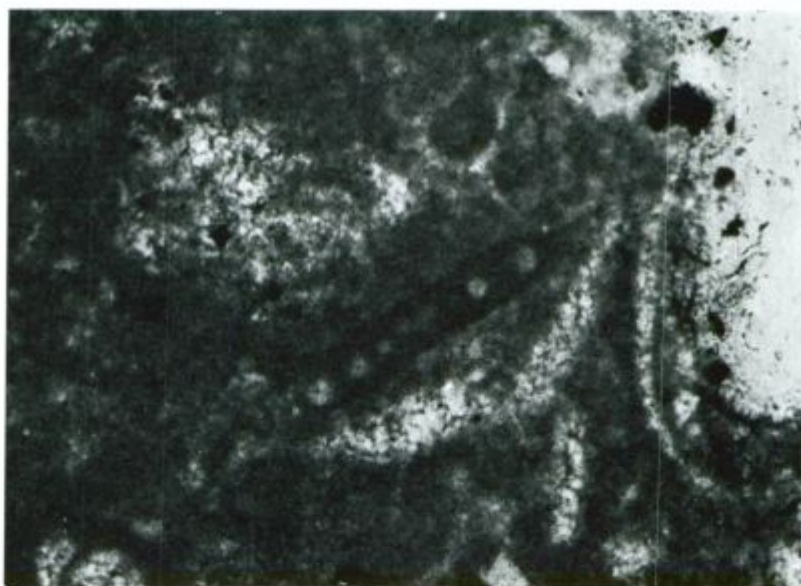
Tintinnopsella carpathica (Murgeanu & Filipescu)

Tintinnopsella sp.

Cadosina lapidosa Vogler

Biostratigrafsko lahko celotno biocenozo uvrstimo v cone *Calpionella*, ki obsega horizont zgornji titon-spodnji in srednji berriasij. Na osnovi podatkov različnih avtorjev (Alleman, F., Catalano, R., Fores, F. & Remane, J. 1971) je uspelo postaviti štiri osnovne cone kalpionelid, in sicer cone *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis* in *Calpionellites*. Naštete cone obsegajo vertikalni razpon od zgornjega titona do valendija vključno.

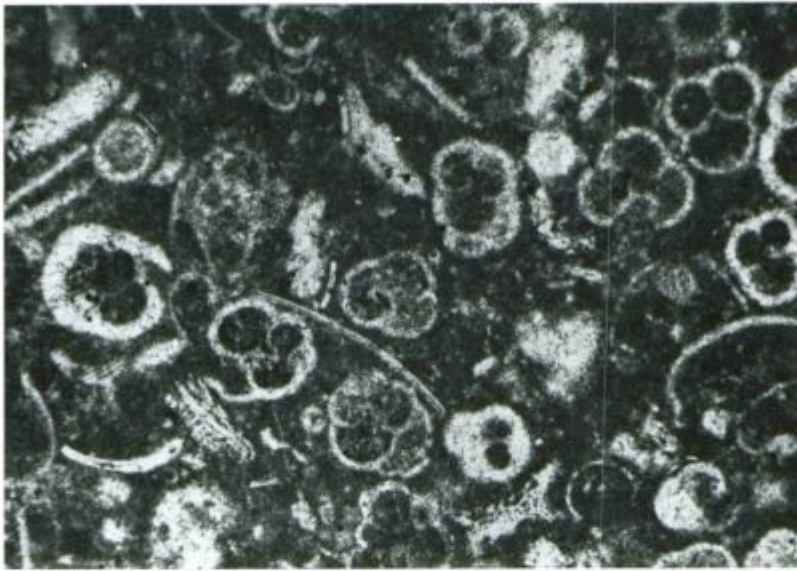
L. Babić (1973) je določil na različnih krajih zahodno od Bregane v ploščastem apnencu z rožencem vse štiri cone kalpionelid. Od tu se nadaljuje globokomorski razvoj zgornje jure in spodnje krede na list Kranj in Tolmin, to je od jugovzhoda proti severozahodu, in sicer severovzhodno od karbonatnega praga.



Sl. 6. Liasni laporasti mikritni apnec z vrsto *Neoangulodiscus leischneri*
 Kristan-Tollmann, Črni vrh, 43 ×
 Fig. 6. Liassic marly micritic limestone with *Neoangulodiscus leischneri*
 Kristan-Tollmann from Črni vrh, 43 ×

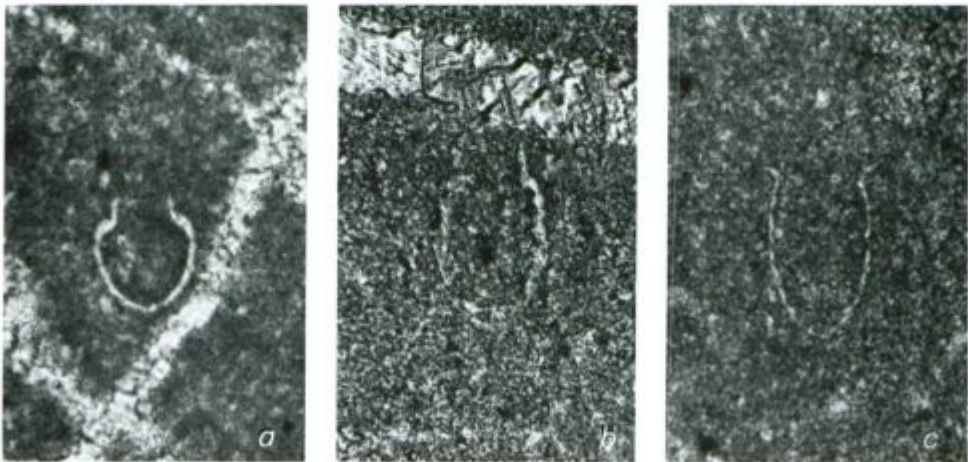


Sl. 7. *Trocholina (Trocholina)*
turris Frentzen v liasnem mi-
 kritnem apnencu, Črni vrh,
 43 ×
 Fig. 7. *Trocholina (Trocholina)*
turris Frentzen in the Liassic
 micrite limestone from Črni
 vrh, 43 ×



Sl. 8. *Globigerina helveto-jurassica* Haeusler v biomikritnem apnencu, spodnji dogger, Ober, 43 ×

Fig. 8. *Globigerina helveto-jurassica* Haeusler from the Lower Doggerian biomicrotic limestone. Ober, 43 ×



Sl. 9. *Calpionella alpina* Lorenz (a), *Calpionella elliptica* Cadisch (b), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) (c) v biomikritnem apnencu, zgornji titon-srednji berriasij. Zahodno od Uršlje gore, 185 ×

Fig. 9. *Calpionella alpina* Lorenz (a), *Calpionella elliptica* Cadisch (b), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) (c) in the biomicrotic limestone, Upper Tithonian-Middle Berriasian. West from Uršlja gora, 185 ×

Nastanek sedimentov in paleogeografija

Raziskane jurske plasti dosežejo debelino 150 do 200 m. V spodnjem delu sestojе iz rdečkastega ploščastega laporastega mikritnega apnenca z vložki intraformacijske breče. Više prevladuje sivi in zelenkasto sivi ploščasti laporasti mikritni apnenec nad rdečkastim različkom. Apnenec vsebuje pole in gomolje roženca. Debelina posameznih apnenčevih plasti variira od 1 cm do 20 cm, vendar prevladuje debelina 2 do 7 cm.

Mikritni apnenec vsebuje glinasto komponento, ki se je usedala skupaj z apnenim materialom. Odlaganje mikrozrnate apnene komponente je bilo večkrat prekinjeno, še naprej pa se je usedal glinasti material, ki je bil prisoten v majhnih količinah. Na časovni interval usedanja samo glinaste komponente kažejo glinaste lezike med ploščami apnenca. V vsej jurski dobi je bilo na območju severnih Karavank sedimentacijsko okolje v glavnem enako; v enakomernih presledkih je prihajalo do sprememb fizikalno kemičnih pogojev, kar je povzročilo enolični ploščasti razvoj.

V apnencu ni najti niti makrofavne niti groboklastičnega materiala temveč le pelagične foraminifere, radiolarije in glinasto primes, kar kaže na globjemorsko okolje, kjer je bila na dnu slaba vodna energija. Intraformacijska breča v spodnjem delu in laminirane apnene plasti kažejo na občasno sedimentacijo z blatnimi tokovi. Material se je usedal večidel iz pelagičnih mikroorganizmov, zlasti radiolarij, ki so bile pri tonjenju proti dnu delno raztopljene.

Značilno menjavanje barve apnenca je prav tako posledica sprememb fizikalno kemičnih pogojev v morju. Rdeči različki predstavljajo obdobja z večjim oksidacijskim potencialom. Sivi in sivkasto zeleni apnenec pa kaže na anaerobno okolje. Zanimivo je pripomniti, da so horizonti z mikrofosilnimi ostanki vezani na rdečkasti apnenec.

Na večjo globino sedimentacije kaže tudi nastanek roženca. Dotok kremenice v bazen je bil možen ob dislokacijah. Delno so jo porabili mikroorganizmi, delno pa je prišla v apnenec z metasomatskimi procesi (roženec v obliki gomoljev in konkrecij). Kemično usedanje roženca lahko povzroči tudi nizek pH in nizka temperatura (pole in tanke plasti roženca).

Na območju Karavank je obstajalo v noriku stabilno šelfno ozemlje, ki je segalo celo v Centralne Alpe. Na noriške plasti je transgrediral retski apnenec. V retski stopnji je verjetno prišlo do krajše prekinitve v sedimentaciji. Diskordanco med noriško in retsko stopnjo omenjata tudi Ramovš in Rebek (1970, 110). Premike je verjetno povzročila starokimerijska orogena faza. Takrat se je ločil od dinarskega šelfa globokomorski sedimentacijski bazen na severu. V liasu se je začela sedimentacija s poglobljanjem morja in se je nadaljevala skozi dogger, tiron, spodnji in srednji berriasij v neprekinjenem globokomorskem pelagičnem razvoju. Menimo, da je morje dosegalo globino okoli 600 m.

Očitna je razlika v debelini jurskih sedimentov na dinarskem šelfu, kjer znaša prek 1000 m, v primerjavi z globokomorskim sedimentacijskim bazenom na severu, ki je obsegal ozemlje Notranjih Dinaridov in Karavank. Tu so jurski skladi debeli največ 200 m, kar je posledica enakomerno ponavljajočih se prekinitvev sedimentacije apnenca. Lahko govorimo tudi o nezadostno »hranjenem« globokomorskem bazenu. V zgornjem tironu in spodnji kredi se je ta sedimentacijski prostor razširil proti jugozahodu in jugovzhodu. M. Cousin (1973), L. Babić (1973 in 1974) in I. Gušić & L. Babić (1970).

The Jurassic Beds in the North Karavanke Mountains

Pero Mioč and Ljudmila Šribar

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

The Jurassic beds of the North Karavanke Mountains form a tectonic nappe extending from Mount Daniel in the west to the Plešivška Kopa in the east. In the west the Jurassic nappe overlies phyllite, in the middle part the Upper Triassic sediments, and in the east the Miocene (Helvetian) deposits. A rock-sheet of the Norian dolomite has been thrust forward from the south to the north over the Jurassic nappe. Owing to the displaced position of the Jurassic beds it is difficult to define their thickness. It is somewhere between 150 to 200 meters. A rather uniform platy marly micrite development is characteristic of the Jurassic beds sequence ranging from the Liassic stage (*Neoangulodiscus leischneri*, *Involutina liassica*), through Doggerian (*Globigerina helveto-jurassica*) to Tithonian stage (zone *Calpionella*). The platy limestone points to a process of intermittent sedimentation. The reddish limestone is peculiar to the lower part of the beds sequence while in the middle and upper part the grayish and greenish varieties prevail.

It is impossible to find a continuous sequence of the Jurassic beds in the North Karavanke Mountains because of the tectonic reduction of the individual layers along the thrust lines. The sequence of the beds could only be reconstructed. The Jurassic beds overlie conformably the Rhaetian gray massive and thick-bedded limestone yielding numerous remains of the *Triasina hantkeni* Majzon, *Involutina* sp., *Fronicularia* sp. and *Favreina salevensis* (Parejas) (figs. 2 and 3).

The lithological properties and microfauna enabled the division of the Jurassic and the Triassic beds. Reddish platy marly limestone is underlain by the Rhaetian beds. It grades upwards and laterally into greenish gray platy marly limestone with intercalations of the intraformational breccia. The thickness is about 50 meters. The limestone contains numerous echinoderms, microgastropods, juvenile ammonoids, brachiopods and radiolarians (figs. 4 and 5). The most important are, however, foraminifers. According to their vertical distribution the lower part of the Jurassic beds belongs to the Lower and Middle Liassic. The following foraminifers have been determined (figs. 6 and 7): *Neoangulodiscus leischneri* Kristan-Tollmann, *Involutina liassica* (Jones), *Trocholina* (*Trocholina*) *turris* Frentzen, *Trocholina* sp., *Cristelaria* sp. and Lagenidae.

Higher follows grayish-green and reddish-brown platy marly limestone with chert. Gray and grayish-green limestone prevail. The important species *Globigerina helveto-jurassica* has been found in this horizon. It proves the Lower Doggerian (Bajocian) age (fig. 8).

The sedimentation continued in the same conditions in the upper part of the Jurassic beds. The layers consist of the gray-greenish and reddish-brown platy marly limestone with chert. Numerous calpionelids and radiolarians have been found in the limestone from the upper part of the Jurassic beds. The following species have been determined (fig. 9): *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch *Calpionella* sp., *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Tintinnopsella* sp. and *Cadosina lapidosa* Vogler.

According to the microfauna the upper part of the Jurassic beds belongs to the *Calpionella* zone. Its vertical distribution is from the Upper Tithonian to the Middle Berriasian.

The maximal thickness of the examined Jurassic beds is about 200 meters, the thickness of the limestone layers being mainly 2 to 7 cm. The origin of the platy marly limestone depends on the change of the physical and chemical conditions. The Jurassic limestone contains numerous radiolarians and pelagical foraminifers. Neither the macrofauna nor the clastic material can be found in the limestone. This proves a deep sea environment in which the water energy at the bottom was weak. The intraformational breccia in the lower part, and laminated beds of the limestone indicate mudflows.

Literatura

Allemand, F., Catalano, R., Farès, F. & Remane, J. 1971, Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian—Valanginian) of the western Mediterranean province. Proc. 2. Plankton Conf., Roma.

Babić, L. 1973, Bazenski sedimenti gornjeg titona, beriasa i valendisa zapadno od Bregane. Geol. vjesnik, 26, Zagreb.

Babić, L. 1974, Razdoblje otriv-ocenoman u Zumberku: stratigrafija, postanak sedimenta i razvoj prostora. Geol. vjesnik, 27, Zagreb.

Cousin, M. 1973, Le sillon slovène: les formations triasiques, jurassiques et néocomiennes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinités dinariques. Bull. Soc. géol. France, 7, XV/3—4, Paris.

Elis, B. F., and Messina, A. R. 1940—1974, Catalogue of Foraminifera, Spec. Publ. Am. Mus. of Nat. Hist., New York.

Farinacci, A. & Radošević, R. 1964, Correlazione fra serie giuresi e cretaceo del Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. La ricerca scientifica, anno 34, Vol. 7, N. 2, Roma.

Gušić, I. & Babić, L. 1970, Neke biostratigrafske i litogenetske osobine jure Zumberaka. Geol. vjesnik 23, Zagreb.

Kristan-Tollmann, E. 1962, Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. Erdöl- Zeitschrift 4, Wien.

Lipold, M. V. 1856, Die alpine Lias und Jura-Formation im südöstlichen Theile von Kärnten. J. B. Geol. R. A. 7, 193, Wien.

Lipold, M. V. 1856, Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. J. B. Geol., R. A. 7, 332—345, Wien.

Radošević, R. 1966, Mikrofaclès du Jurassique des Dinarides externes de la Yugoslavie. Geologija 9, Ljubljana.

Ramovš, A. & Kristan-Tollman, E. 1967, Die Lias-Schichten von Stol (Karawanken). Geol. vjesnik 20, Zagreb.

Ramovš, A. & Rebec, R. 1970, Razvoj jurskih skladov med Mežico in Slovenj Gradcem. Geologija 13, Ljubljana.

Sartoni, S. et Crescenti, U. 1962, Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell' Appennino meridionale. Giorn. di Geologia, vol. 2, Bologna.

Struel, I. 1968, Geološke značilnosti mežjskih rudišč in njih okolice. V knjigi 300 let mežjskih rudnikov. DRMG, Mežica.

Teller, F. 1888, Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ost-Karawanken. Verh. Geol. R. A. Jg. 1888, Nr. 1—18, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Geol. R. A., 262 S., Wien.

Kamenotvorna *Glomospira densa* (Pantič) v aniziju pri Konjšici

Gesteinsbildende *Glomospira densa* (Pantič) im Anisium bei Konjšica, Slowenien

Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 12

Vzhodno od Litije se pri Konjšici pojavlja med črnim in temno sivim anizijskim dolomitom (spodnji anizij ali pelson) približno štiri metre temno sivoga drobnozrnatega apnenca s številnimi hišcamu foraminifere *Glomospira densa* (Pantič), ki je tu prvičrat najdena v Sloveniji kot kamenotvorna. Horizont z glomospirami moremo pričakovati tudi drugje v dolomitnem ali večidel dolomitnem razvoju anizijske stopnje Posavskih gub in drugod po Sloveniji.

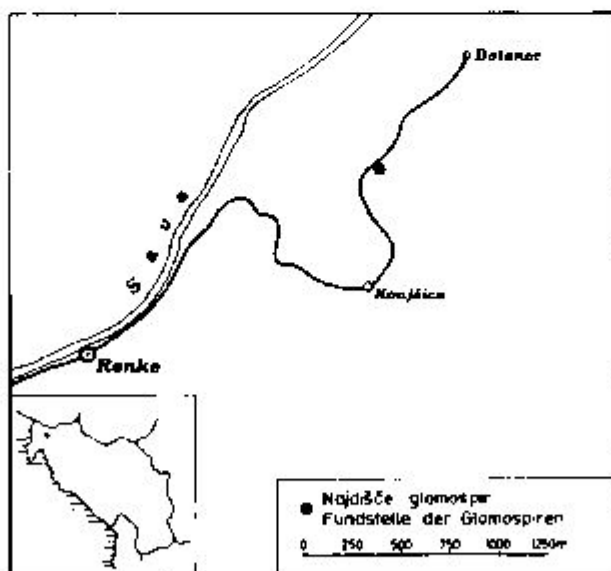
Beim Dorfe Konjšica, westlich von Litija, Savefalten, tritt die ammonitische Foraminifere *Glomospira densa* (Pantič) in einem etwa 4 m mächtigen anisischen (Unteranis oder Pelson) Kalkhorizont sehr zahlreich auf. Die untersuchten Exemplare dieser gesteinsbildenden Foraminifere stimmen mit der Beschreibung und den Abbildungen der Formen von Crmnic, Montenegro (locus typicus) völlig überein. Es sei nur bemerkt, dass die slowenischen Exemplare nach bestehenden Angaben die maximale Grösse des Gehäuses erreichen. *G. densa* wird von sporadisch vorkommenden *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič und *Glomospirella* sp. begleitet. Das Liegende und das Hangende des *Glomospira densa*-Horizontes bildet ein schwarzer bis dunkelgrauer dichter oder feinkörniger fossilere anisischer Dolomit.

V anizijskih plasteh Slovenije so foraminifere sorazmerno redke in se pojavljajo največini le sporadično. Kot kamenotvorne še niso bile znane nikjer. Posamične največkrat najdemo meandrospire (*Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič), glomospire (*Glomospira densa* Pantič, *Glomospira* sp.), glomospirele (*Glomospirella grandis* (Salaj)); še redkejša je *Endothyranella*. V veliki večini pa je anizijski dolomit brez foraminifer in običajno tudi brez drugih fosilnih ostankov. Več fosilnega materiala obeta globljemorski apnenec pelsonske in lirske podstopnje. Zato je najdba kamenotvornega horizonta s prevladujočo foraminifero *G. densa* v Posavskih gubah toliko pomembnejša in upravičeno pričakujemo isti horizont tudi še marsikje drugje v anizijski stopnji Posavskih gub in drugod po Sloveniji.

Najdišče s kamenotvornimi glomospirami leži ob cesti, ki pelje iz Konjšice proti samotni kmetiji Dolanec (sl. 1 in 2). V podlagi karbonatnega anizija leži

spodnji trias v značilnem razvoju: med lapornoglinastimi plastmi različne barve je več vložkov opekasto rdečega, rožnatega in sivega apnenčevega oolita z drobnimi polžki in številnimi ostanki školjk. Vmes je tudi temno sivi drobnozrnati apnenec z vrsto *Meandrospira pusilla* (Ho) in s številnimi drugimi meandrospirami, v laporju pa se pojavlja *Natiria costata* (Zenker). V spodnjem triasu je tudi nekaj svetlo sivega dolomita. Fossilni ostanki nesporno dokazujejo, da je ta skladovnica spodnjetriasne starosti in ne karnijske, kot so ugotovili nedavno tega.

Nad pokritim kontaktom z mehkejšimi in dislociranimi spodnjetriasnimi plastmi leži anizij, debel blizu 100 m. V spodnjem delu je najprej okoli 18 m dolomita; delno je črn, delno pa temno siv, gost ali drobnozrnat in se značilno paralelepipedno kroji. Više prehaja v približno štiri metre debel apnenec, ki se v morfologiji ozemlja odraža kot značilen greben in se vleče od ceste navzgor po precej strmem pobočju. Apnenec je plastnat, vendar so bile plasti zaradi tektonike precej dislocirane. Je temno siv in drobnozrnat biosparit. Že na površju vidimo v njem vse polno drobnih kroglastih foraminifer, ki so približno enako pogostne v vsej debelini apnenca. Apnenec više postopoma prehaja v temno sivi in črni dolomit, ki je makroskopsko in mikroskopsko prav takšen kot dolomit pod apnencem. Dolomit nad apnencem je sprva še kolikor toliko trden, više pa postaja vedno bolj zdrobljen in je v tektonskem kontaktu z zgornjetriasnim (cordevolskim) dolomitom. Zato na tem območju ni mogoče določiti celotne debeline anizija.



Sl. 1. Geografski položaj nahajališča anizijskega apnenca s kamenotvorno vrsto *Glomospira densa*

Fig. 1. Lage des Fundortes des anisischen Kalkes mit der gesteinsbildenden *Glomospira densa*

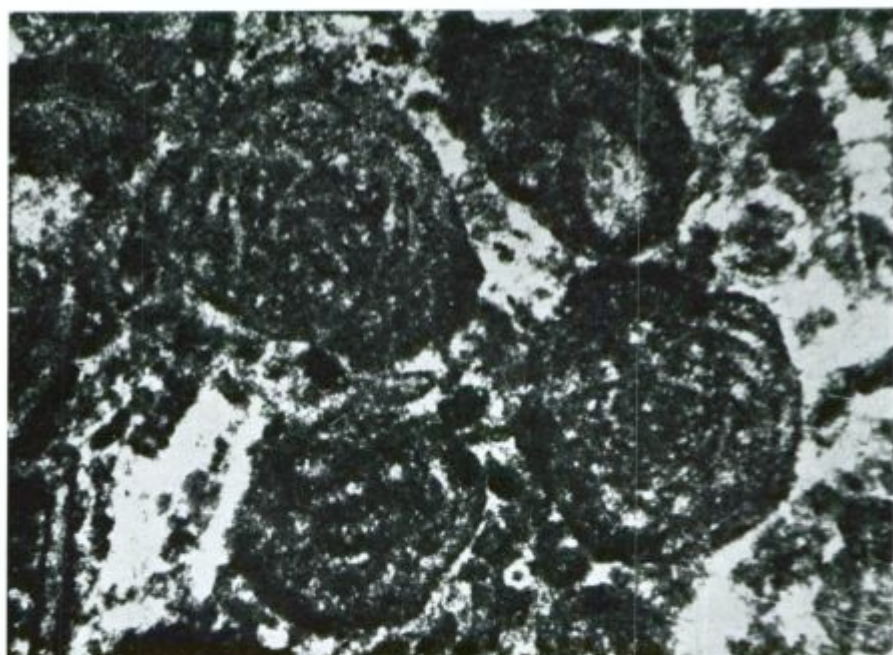
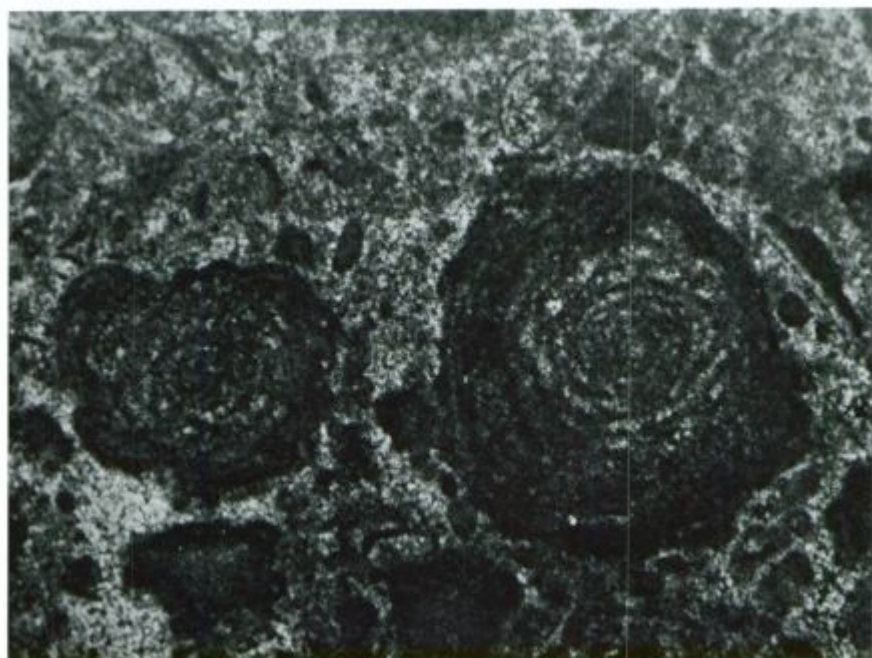


Sl. 2. Golica anizijskega apnenca s kamenotvorno foraminifero *Glomospira densa* (v sredini slike) ob cesti Konjšica—kmetija Dolanec. Pod apnencem in nad njim je dolomit. Foto A. Ramovš

Fig. 2. Aufschluss des anisischen Kalkes mit der gesteinsbildenden *Glomospira densa* (in der Mitte des Bildes) an der Strasse Konjšica—Bauernhof Dolanec. Das Liegende und das Hangende bildet anisischer Dolomit.

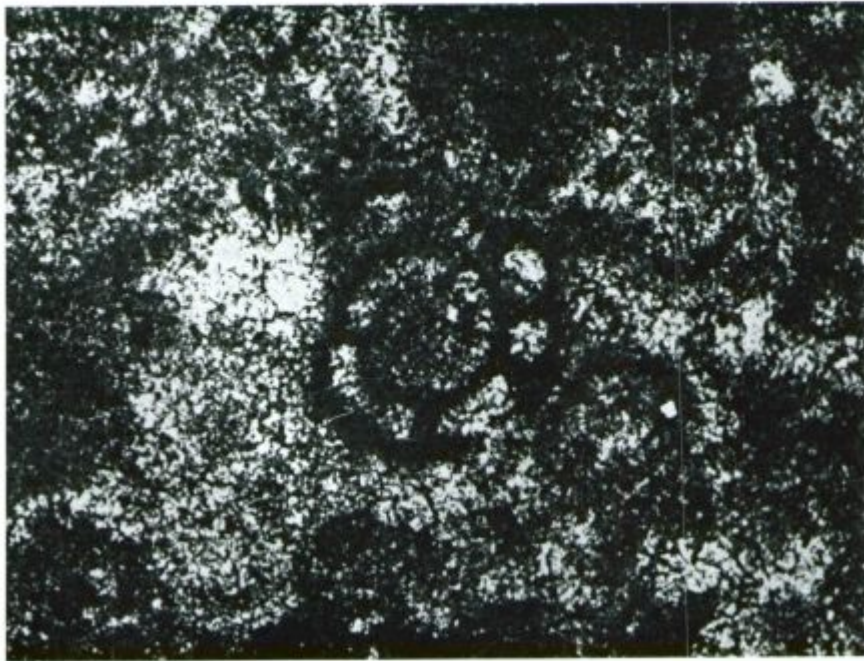
Familia *Ammodiscidae* Reuss, 1862
 Subfamilia *Ammodiscinae* Reuss, 1862
 Genus *Glomospira* Rzehak, 1885
Glomospira densa (Pantić)
 Sl. 3

- 1965 *Pilamina densa* n.sp. — Pantić, 191, tab. 1, sl. 1—2, tab. 2, sl. 1-9.
 1969 *Glomospira* cf. *densa* (Pantić), 1965, Koehn-Zaninetti, 27, pl. 4, fig. A, B, C.
 1970 *Glomospira densa* (Pantić), 1965, Borza, 180, Abb. 2—8.
 1971 *Pilamina densa* (Pantić), Premoli Silva, 325, tav. 21, fig. 1—3, tav. 22, fig. 3—4.



Sl. 3. *Glomospira densa* (Pantić); spodnji anizij ali pelson, ob cesti Konjšica—kmetija Dolanec; zgoraj 45 ×, spodaj 50 × povečano

Fig. 3. *Glomospira densa* (Pantić); Unteranis oder Pelson, an der Strasse Konjšica—Bauernhof Dolanec; oben 45 ×, unten 50 ×



So. 4. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić; spodnji anizij ali pelson, najdišče kot sl. 3, 160 ×
 Fig. 4. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić; Unteranis oder Pelson, Fundort wie Fig. 3, 160 ×
 (Fig. 1, 2 ... foto M. Grm)

1973 *Glomospira densa* (Pantić), 1965, Brönnimann, Cadet & Zaninetti, 307, pl. 21, fig. 1—7, 10, 11.

Material: številne ekvatorialno in različno tangencialno presekanе hišice v zbruskih KGP št. 3858 do 3863 iz več nivojev apnenca s kamenotvorno glomospiro.

Opis: Velika hišica je nepravilno kroglasta, včasih elipsoidna ali subkvadratna v preseku. Sestoji iz sferične embrionalne kamrice, ki ji sledi dolga cevasta nepredeljena kamrica. Druga kamrica se klopčičasto zvija okoli embrionalne kamrice in tvori številne bolj ali manj pravilne kroglaste zavoje. Širina druge kamrice polagoma narašča v mlajših zavojih. Ustje ni vidno pri nobenem primerku. Sorazmerno debela stenka hišice je povsod prekristaljena in aglutinacija ni vidna v nobenem primerku.

Dimenzije: največji premer hišice: 1,265 mm, največji premer prolokuluma: 0,093 mm.

V primerjavi z velikostjo hišic vrste *G. densa* po drugih avtorjih so hišice v novem nahajališču pri Konjšici zelo velike; hišica s premerom 1,265 mm je največja med doslej omenjenimi oblikami v meni dostopni literaturi.

Spremljajoča mikrofavna: Prevladujočo vrsto *G. densa* spremlja sorazmerno redka vodilna anizijska foraminifera *Meandrospira dinarica* Ko-

Zgornjekarnijski skladi pri Mirni na Dolenjskem The Upper Carnian Beds at Mirna in Lower Carniola

Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Aškerčeva 12

V starem kamnolomu južno od železniške postaje Mirna je razgaljen mikritni apnenec, ki vsebuje konodonte. Apnenec je plastovit ter vsebuje roženec in vložke skrilavega laporja in glince. Leži na dolomitu julijske in cordevolske starosti. Isti skladi prečkajo reko Mirno v smeri zahod—vzhod. V zbruskih, pripravljenih iz vzorcev apnenca mirnenskega kamnoloma, so bili določeni konodonti cone *polygnathiformis*, ki spada v tuvalijsko podstopnjo karnijske stopnje. Na isto starost kažejo tudi tropitidne oblike amonitne favne.

In an old quarry situated south of the Mirna railway station in Lower Carniola, there conodont-bearing micritic limestone occurs. The rock is bedded and includes chert nodules and shaly marl and clay intercalations. It is underlain by dolomite of the Julian and Cordevolian age. The same beds cross the Mirna River in general direction west-east. The thin sections made of the samples taken from the Mirna quarry are abundant in conodonts of the *polygnathiformis* zone belonging to the Tuvalian sub-stage of the Carnian stage. The same age is indicated by the associated tropitid forms of the ammonite fauna.

Germovšek je na geološki karti označil na zahodni strani Mirne severno od istoimenskega kraja ozek pas kamenin kot »ladinsko-rabeljski skrilavec in apnenec«, ki leže na srednjekarnijskem dolomitu (Germovšek, 1955, 122). Za točnejšo starost kamenin ni imel na razpolago fosilnih ostankov. Germovškova karta sega proti jugovzhodu samo do železniške proge Trebnje—Mirna. Pas njegovih ladinsko-rabeljskih skladov pa se očitno razteza še dalje proti jugovzhodu, oziroma vzhodu. Te kamenine so posebno lepo razgaljene v opuščnem kamnolomu južno od železniške postaje Mirna, kjer se menjavajo skladnati in ploščati temno sivi in sivi ter marugasti apneneci. Površine plasti so običajno lahno valovite z gomoljastimi tvorbami, tu in tam pa vsebuje apnenec tudi gomolje roženca. Med skladi in ploščami apnenca so tanke skrilave laporaste ali skoraj glinaste pole. Nekje v srednjem delu razgaljene skladovnice leži nad erodirano apnenčevo plastjo do 30 cm debela plast apnenčevega konglomerata s spreminjajočo se debežino.

Apnenec predstavlja zelo enoten homogen mikrit s pogostnimi bioturbatnimi pojavi. Po površju se dobe posamični slabo ohranjeni ostanki involutnih amonitnih hišic; nekateri od bolje ohranjenih kažejo na tropitidne oblike. V zbruskih tega apnenca so pogostne radiolarije in prekrystaljene foraminifere. Konodontni vzorci so dali številne primerke vrste *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov and Stefanov) ter le posamične primerke vrst *Enantiognathus ziegleri* (Diebel) in *Ozarkodina tortilis* Tatge. Konodontna favna pripada coni *polygnathiformis*, to je zgornjemu delu karnijske stopnje (tuvalski podstopnji). Na tuval kažejo tudi amonitni ostanki.

Enaka konodontna favna s prav tako številnimi primerki vrste *Metapolygnathus polygnathiformis* je tudi v apnencu z roženci med Krmeljem in Sentjanžem; tam pa je bila najdena razen tega še značilna in bolj ohranjena tropitidna favna z vrstami *Tropites* cf. *subbullatus* Hauc, *T.* cf. *discobullatus* Mojsisovics in *T.* cf. *dittmari* Mojsisovics (Kühn & Ramovš, 1965). Tropitidna favna in konodonti cone *polygnathiformis* dokazujejo zgornjekarnijsko starost.

Dolomit, ki leži pod zgornjekarnijskim apnencem, predstavlja kontinuirano sedimentacijo navzdol v juško in cordevolško podstopnjo, morda pa še v srednji trias. Zelo verjetno je karnijske starosti tudi dolomit z vmesnimi plastmi in lečami roženca v kamnolomu Jersovec in v okolici; te kamenine pa še niso bile preiskane na konodonte.

Literatura

Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Sentrupertom. Geologija 3, 118—135, Ljubljana.

Kühn, O. & Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. Acta geol. 5, JAZU, 13—41, Zagreb.

Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču

Matija Drovenik in Dragica Strmole

Inštitut za geologijo FNT, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 20

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

Kaolinitne usedline so značilne bazalne langobardske usedline in predstavljajo pomemben korelacijski horizont pri razčlenitvi zaporedja langobardskih skladov. Sestojе v glavnem iz kaolinita in kremena, pogosto sta prisotna pirit in siderit, v manjših količinah pa so zastopani tudi nekateri drugi minerali. Imajo pšenasto in klastično strukturo. Nastale so v močvirju predvsem pri razpadu piroklastičnega materiala kisljih predornin, ki je bil izvržen pri srednjetriadnih vulkanskih erupcijah. Menjavajo se z vložki, polami in plastmi meljevca in peščenega meljevca, dolomitnega konglomerata in peščenjaka, spremenjenega kristalastega tufa in drobnika, vsebujejo pa tudi leče in pole pirita ter antracita. Značilno je, da najdemo leče kaolinitnih usedlin tudi v krovninskem langobardskem konglomeratu.

Vsečina

Uvod	108
Dosedanji podatki	108
Lega langobardskih usedlin v idrijskem rudišču	109
Petrografske in kemične značilnosti	112
1. Kaolinitne usedline	114
Kaolinitne usedline s pšenasto strukturo	117
Kaolinitne usedline s klastično strukturo	128
2. Meljevec in peščeni meljevec	133
3. Dolomitni konglomerat in peščenjak	134
4. Kristalasti tuf	135
5. Drobnik	135
Značilni preseki langobardskih kaolinitnih usedlin	136
Nastanek langobardskih kaolinitnih usedlin	142
Einleitung	147
Allgemeines	148
Die Lage der Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte	148
Petrographische und chemische Untersuchungen	149
Tongesteine	149
1. Graupentonsteine	150
2. Tonsteine mit klastischer Struktur	151
Übrige Gesteinsarten	152
Die Entstehung der langobardischen Tonsteine	153
Literatur	154

Uvod

Litološko zaporedje usedlin idrijskega rudišča je zelo pestro. Medtem ko sestojijo permokarbonske plasti večidel iz klastičnih usedlin, prevladujejo med triadnimi skladi karbonatne usedline, ki prehajajo tu in tam v lapornate in peščenorazličke ter v meljevec, skrilavec in peščenjak. Najbolj heterogeno sestavo imajo ladinske usedline, ki so nastale v času najmočnejših triadnih magmatskih in tektonskih dogajanj.

Mlakar (1967) je imenoval eno izmed najstarejših langobardskih usedlin v idrijskem rudišču bazalni peščenjak. Navadno ga prekriva konglomerat, ki vsebuje prodnike anizelnega in skitskega dolomita. V litološkem zaporedju sledi ponekod apneni peščenjak in apnencev; v zgornjem delu langobardskih skladov najdemo skrilavec, meljevec in peščenjak skoncea, največje pa leže tuf, tufit in radiolarit z rožencem.

Vse do leta 1967 raziskovalci idrijskega rudišča bazalnega peščenjaka niso ločili od drugih sedimentov v rudišču ali pa so ga stratigrafsko napačno uvrščali. Prav tako ni bila dovolj znana njegova sestava. Šele pri nadrobni študiji smo ugotovili (Mlakar in Druvenik, 1971), da vsebujejo ti skladi kot prvotno komponento tudi kaolinit.

Z namenom, da bi te usedline natančno proučili, smo detajlno pregledali 13 profilov in nabrali številne vzorce. Le-te smo raziskali v presevalni in deloma tudi odsevalni svetlobi. Za določanje posameznih mineralov smo uporabili fazno-contrastno optiko. Poleg tega smo iz nabranega materiala napravili 5 kemičnih, 3 rentgenske in 1 diferencialno termično analizo.

Ugotovili smo, da je v skladih, ki jih je Mlakar imenoval »bazalni peščenjak« sorazmerno malo peščenjaka. Zato ne smemo uporabljati izraza »peščenjak« v splošnem pomenu. Prav tako so detajlne raziskave pokazale, da te kamenine niso edine bazalne langobardske usedline v rudišču, mimo tega pa se pojavljajo tudi kot vložki v drugih langobardskih usedlinah. Torej tudi izraz »bazalni« ni primeren. Ker gre za zelo značilne kamenine, v katerih prevladuje kaolinit, je prav, da jih izločimo kot posebno litološko enoto, pa čeprav nimajo stalnega stratigrafskega položaja. Imenovali jih bomo langobardske kaolinitne usedline.

Avtorji se zahvaljujejo Cirilu Gantarju, ki je izdelal mikroskopske slike.

Dosežani podatki

V obsežni starejši literaturi o idrijskem rudišču najdemo le skromne podatke o langobardskih kaolinitnih usedlinah. Kossmat (1911), Kropáč (1913) in Berce (1958) so sicer sive in sivkasto zelene usedline opazili in jih tu in tam na jamskih geoloških kartah celo prikazali v posebnih pasovih, vendar jih niso ločili od drugih litoloških členov, ali pa so jih stratigrafsko napačno uvrstili. Tako je prikazal Kossmat (1911) na geoloških kartah II., III. in IV. obzorja (tabela 26) v severnem obrobju rudnega telesa Auersperg pas kamenin, ki jih je Mlakar (1967) prišteel bazalnim langobardskim usedlinam. Na profilu a-a₁ (tabela 27) je prikazal tudi strukturno in prostorsko lego teh kamenin. Kossmat je nadalje zapisal (str. 348), da so te kamenine impregnirane s piritom in cinabaritom ter deloma serpentinizirane. Uvrstil jih je med tufogene tvorbe wengenskih skladov. Po vložkih konglomerata je enako stratigrafsko uvrstil po-

dobne kamenine pri slepem jašku Leithner na III. obzorju. Ostale pasove langobardskih kaolinčnih usedlin je uvrstil med werfenske sklade.

Kropáč (1912) je na geoloških kartah II., III., IV. in V. obzorja ločil langobardske kaolinčne usedline kot poseben litološki člen tam, kjer niso v neposrednem stiku z grödenskimi usedlinami. Vendar je tako prvim kakor tudi drugim pripisal werfensko starost.

Tudi Berce (1958) ni ločil langobardskih kaolinčnih usedlin od grödenskega peščenjaka. Menil je, da so tako kaolinčne usedline kakor tudi grödenski peščenjak wengenske usedline ter jih je uvrstil med wengenski peščenjak.

Bazalne langobardske usedline je kot samostojno litološko enoto izločil šele Mlakar (1967). Ovrednotil jih je kot pomemben korelacijski horizont pri razčlenitvi zaporedja langobardskih skladov. Ker imajo delno psamitsko strukturo, jih je imenoval bazalni peščenjak. Po Mlakarjevih podatkih sestojte te usedline iz zrnca kalcedona s primesmi karbonatov, pirita in sericita. Novejše raziskave so pokazale (Mlakar in Drogenik, 1971), da vsebujejo precejšnje količine kaolinita ter karbonatizirana in kaolinizirana zrnca plagioklazov in biotita, zrnca apatita in fluorita.

Po superpoziciji ter s pomočjo primerjave jamskih profilov z ustreznimi profili vzhodno od Idrije, kakor tudi po sedimentoloških in strukturalnih raziskavah (Mlakar, 1967, 1969; Placer in Car, 1975) uvrščamo te usedline v langobard. Morebitna ločitev fassanskih usedlin od langobardskih zaradi pomanjkanja vodilnih fosilov v spodnjem delu ladinskih usedlin doslej ni bila mogoča.

V tem poglavju želimo še omeniti, da sta našla kaolin v idrijski jarni že Schrauf in Berce, toda vselej v tankih belih žilicah. Schrauf (1891) ga je zasledil na VI. obzorju pri razpoki «M», in sicer v apnenem skrilavcu. Kemična analiza je pokazala, da gre za tuesit, ki naj bi predstavljal sekundarno tvorbo. Toda Caillérova in Héning (1963) navajata, da imne tuesit ni več v rabi. Ugotovili so namreč, da so s tem imenom nekoč označevali nečist kaolin. Podatki kemične analize, ki jo podaja Schrauf, pa kažejo, da gre za zelo čisti kaolin, ki vsebuje le nekaj več kakor 1 odstotek primesi. Kemična sestava tega minerala se praktično ne razlikuje od sestave kaolinita iz Lewistona v Montani (ZDA), ki jo navajata Caillérova in Héning kot enega izmed značilnih primerov.

Berce (1958) je našel tanke bele žilice kaolinita na II., III., X. in XII. obzorju. V tabeli 3 podaja dve kemični analizi tega minerala, ki pa se nekoliko razlikujeta. Prva analiza kaže, da je bil sestavljen vzorec iz skoraj čistega kaolinita. Druga, nepopolna analiza pa je bila narejena iz kaolinita, ki je vseboval tudi nekaj primesi. Berce je kaolin raziskal tudi rentgensko, toda nadrobnih podatkov ni objavil. Kar zadeva genezo, je menil, da je bil kaolin verjetno naknadno prinesen v rudišče.

Lega langobardskih usedlin v idrijskem rudišču

Osnovo za današnjo razlago zgradbe idrijskega rudišča je dal Mlakar (1967 in 1969). Pozneje smo (Mlakar in Drogenik, 1971; Placer, 1973; Placer in Car, 1975) znanje o zgradbi in njenem nastanku dopolnili, tako da so v glavnem že znane zaporedne faze njenega razvoja.

Zapletena zgradba idrijskega rudišča je nastala pri tektonskih dogajanjih od spodnje triade do mlajšega terciarja. Za najstarejšo »srednjetriadno« tektoniko so značilni navpični premiki ob normalnih prelomih, ki so tudi odprli pot hidrotermalnim rudonosnim raztopinam. Nastal je obsežen idrijski srednjetriadni tektonski sistem, v katerem smo ugotovili na podlagi sedimentoloških in tektonskih posebnosti naslednje enote: južno sedimentacijsko območje, južni prag, idrijski tektonski jarek, severni prag in severno sedimentacijsko območje (Placer in Čar, 1975).

K idrijskemu tektonskemu jarku prištevamo območje »Talnine« ter tektonski enoti Čemernik in Karoli. Bistvenega pomena za razlago odnosov med anizičnim dolomitom v tektonski enoti Karoli in permokarbonskim zaporedjem severnega praga je Mlakarjeva ugotovitev (1967), da se stikata ob močnem »srednjetriadnem« prelomu Urbanovec—Zovčan, ob katerem sta bloka drsela drug ob drugem več 100 m.

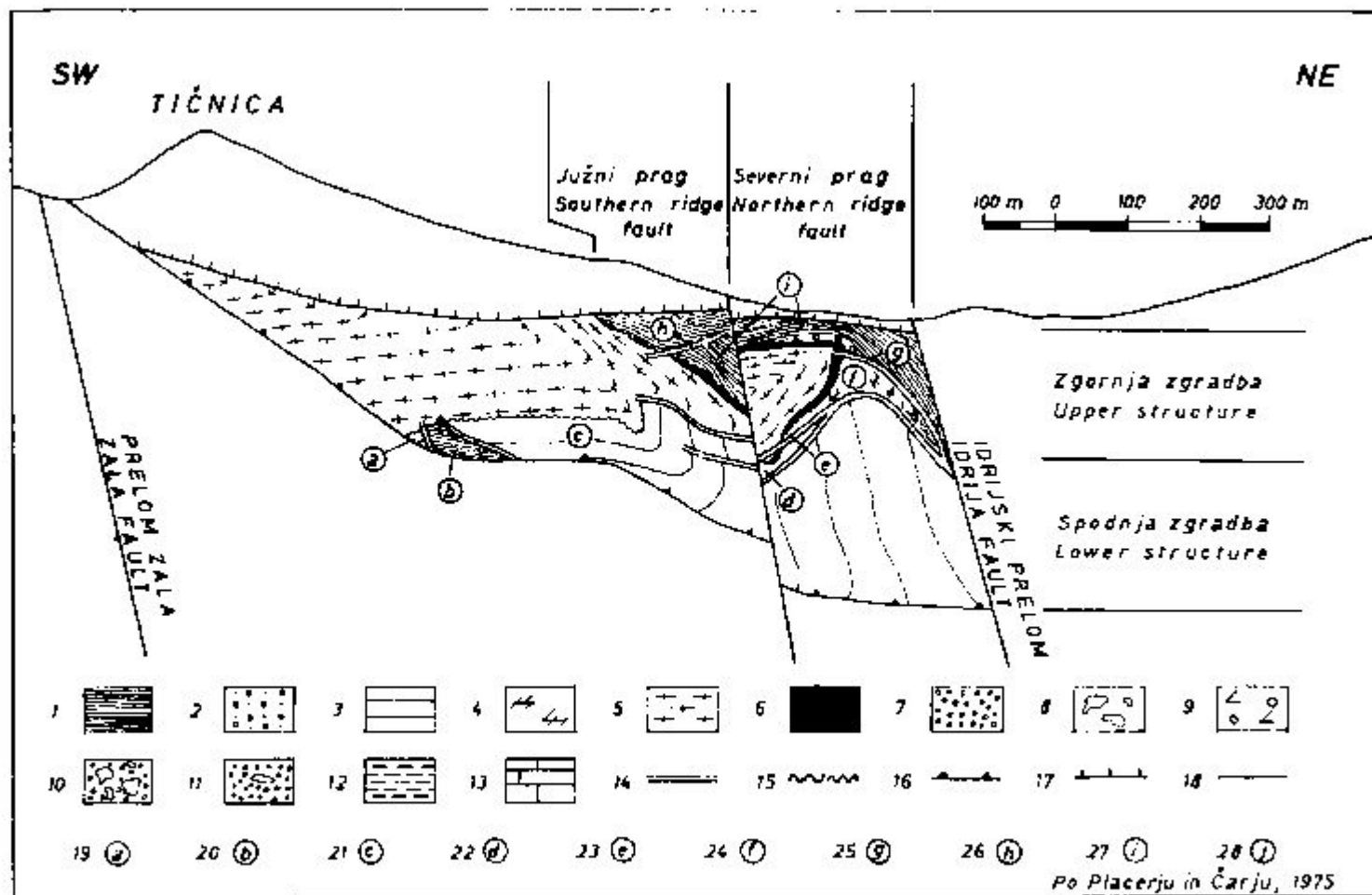
Langobardske kaolinitle usedline so bile odložene neposredno na močni srednjetriadni erozijski diskordanci, toda ne v vseh delih idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema. Podatki nadrobni raziskav povedo, da so se usedale v idrijskem tektonskem jarku, in sicer v tektonskih enotah Čemernik in Karoli, ter na severnem pragu in v severnem sedimentacijskem bazenu. V tem članku bomo obravnavali langobardske kaolinitle usedline, ki se nahajajo na severnem pragu ter na območju Čemernik in Karoli, tj. v tektonskih enotah, ki so ohranjene v rudišču. Pripomniti moramo, da smo doslej našli na severnem sedimentacijskem območju langobardske kaolinitle usedline le še v vrtni Č-2/64, ki se nahaja v bližini Rovt (Mlakar, 1967).

Zapleteno morfološko idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema so prekrile zgornjetriadne, jurske, kredne in terciarne usedline, ki merijo skupaj okrog 5000 m. V »staroterziarni« tektonski fazi so bile te kamenine nagubane. Plasti idrijskega tektonskega jarka so zavzele skupaj s predlangobardsko struk-

Sl. 1. Poenostavljen profil skozi idrijsko rudišče z vrisanimi plastmi kaolinilitnih usedlin
1 permokarbonske kamenine, 2 gródenski peščenjak, 3 zgornjpermške in skitske kamenine, 4 anizični dolomit, 5 langobardski in cordovolski sedimenti (splošno), 6 langobardske kaolinitle usedline na sliki 1 in 2, 7 langobardske kaolinitle usedline na sliki 27, 8 langobardski dolomitni konglomerat, 9 svetlo sivi langobardski dolomit s posaroznimi ekstrakti, 10 langobardski dolomitni konglomerat s kaolinilnim vezivom, 11 langobardske kaolinitle usedline s dolomitnimi ekstrakti, 12 langobardski peščen meljevec — spodnji horizont skonca, 13 langobardski lapornati apnenec, 14 normalni srednjetriadni prelom, 15 srednjetriadna erozijska diskordanca, 16 staroterziarna meja pokrova, 17 staroterziarni nariv znotraj pokrova, 18 mladoterziarni prelom, 19 južno sedimentacijsko območje, 20 južni prag, 21 območje »Talnina«, 22 strukturna enota Čemernik, 23 srednjetriadni prelom Karoli, 24 strukturna enota Karoli, 25 srednjetriadni prelom Urbanovec—Zovčan, 26 srednjetriadni prelom Auersperg, 27 severni prag, 28 srednjetriadni prelom Avgust.

Abb. 1. Vereinfachtes Profil durch die Lagerstätte Idrija mit eingezeichneten Schichten der Tongesteine.

1 permokarbonsche Gesteine, 2 gródenr Sandstein, 3 oberpermische und skythische Gesteine, 4 aniziicher Dolomit, 5 langobardische und cordovolsche Sedimente (im allgemeinen), 6 langobardische Tongesteine auf der Abb. 1 und 2, 7 langobardische Tongesteine auf der Abb. 27, 8 langobardischer Dolomittkonglomerat, 9 hellgrauer langobardischer Dolomit mit einzelnen Extraktlasten, 10 langobardischer Dolomittkonglomerat mit kaolinillichem Bindemittel, 11 langobardische Tongesteine mit Dolomitextraktlasten, 12 langobardischer sandiger Siltstein — unterer Skoncahorizont, 13 langobardischer mergeliger Kalkstein, 14 mitteltriassische normale Verwerfung, 15 mitteltriassische Erosionsdiskordanz, 16 tertiäre Deckengrúnze, 17 tertiäre Überschiebung innerhalb der Decke, 18 jungterziäre Verwerfung, 19 Süd-Sedimentationsgebiet, 20 Süd-Hochscholle, 21 »Liegendes«, 22 strukturelle Einheit Čemernik, 23 mitteltriassische Verwerfung Karoli, 24 strukturelle Einheit Karoli, 25 mitteltriassische Verwerfung Urbanovec—Zovčan, 26 mitteltriassische Verwerfung Auersperg, 27 Nord-Hochscholle, 28 mitteltriassische Verwerfung Avgust.



turo (Mlakar, 1969) normalno, subvertikalno in inverzno lego. Tedaj je nastala krovna zgradba, ki jo grade štirje obsežni pokrovi. Idrijsko rudišče se nahaja v četrtem, tako imenovanem žirovsko trnovskem pokrovu, in sicer v idrijski luski (Placer, 1973), tako da je zgoraj in spodaj omejeno z naravnimi ploskvami. V končni fazi alpske orogeneze so že močno zapleteno strukturo rudišča presekali še subvertikalni prelomi »mladoterciarni« faze s smerjo NW-SE in NE-SW, od katerih sta posebno pomembna idrijski prelom, ki omejuje rudišče s severovzhoda, in prelom »Zala« na njegovi jugozahodni strani.

Na sliki 1 vidimo močno pocnostavljen profil idrijskega rudišča z vrisanimi plastmi langobardskih kaolinitnih usedlin. Območja nekdanjega srednetriadnege tektonskega sistema, kjer so bile odložene te usedline, so ohranjena v delu rudišča, ki ga je imenoval Mlakar (1967) zgornja jamska zgradba. Zaradi praktičnih razlogov in posebnosti odnosov med kamerinami je razdelil zgornjo jamsko zgradbo še na severni in južni blok. V prvem so se ohranili triadni tektonski enoti Čemernik in Karoli ter skrajno južno obrobje severnega praga, v južnem bloku pa ostali deli severnega praga.

Slika 2 kaže, do so bile odložene v tektonski enoti Karoli kaolinitne usedline diskordantno na anizičnem dolomitu, neposredno severno od tod, na severnem pragu pa na grōdenskem peščenjaku ali na drugih permokarbonskih sedimentih. Anizični dolomit se stika s permokarbonskimi litološkimi členi ob normalnem prelomu Urbanovec-Zovčan na tlačah rudnega telesa Hangend pod VI. obzorjem ter v odkopnem polju Brus nad II. medobzorjem. Strukturne odnose kaolinitnih usedlin in litološko zaporedje bazalnih langobardskih plasti smo posebno lepo opazovali pri raziskavah in odkopavanju rudnega telesa Brus.

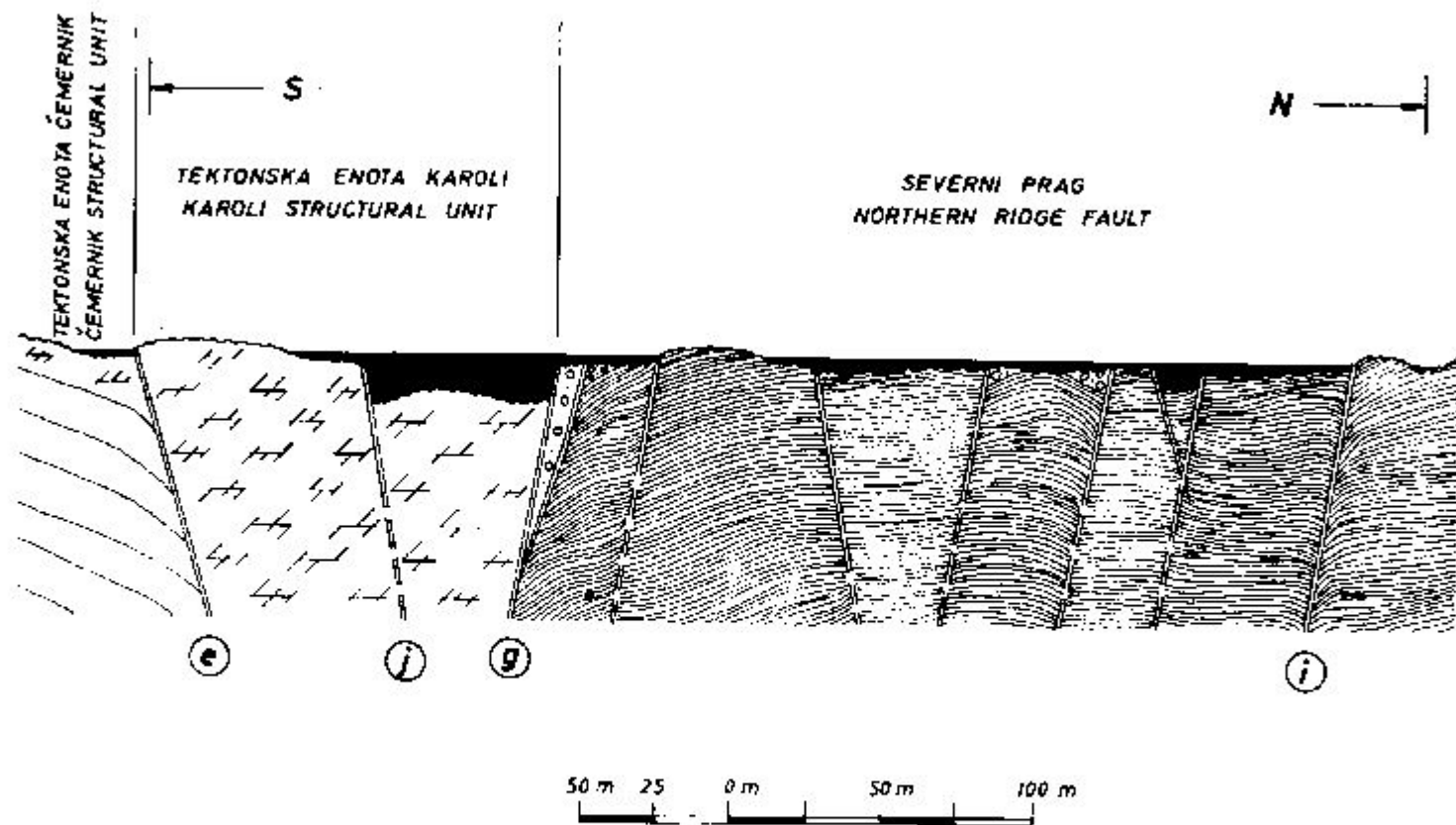
Zaradi obrata plasti v času nastanka polegla gube leži danes diskordanca aniz-langobard na območju Karoli subvertikalno (sl. 1). Prav ta lega nam omogoča, da jo lahko vidimo na številnih mestih od VI. obzorja do II. medobzorja.

Najjužnejši del severnega praga je ohranjen, kot smo že omenili, v severnem bloku in sicer v okviru rudnega telesa Brus. Tu ležijo usedline v inverzni legi (sl. 1). Ostali del severnega praga leži v južnem bloku zgornje jamske zgradbe ter ima prav tako inverzno lego. Langobardske kaolinitne usedline se javljajo od VI. obzorja do najvišjih delov rudišča pod Prantom. Zaradi inverzne lege tvorijo njihovo krovino grōdenski peščenjak ali permokarbonske usedline, talnino po mlajši langobardski litološki členi. Omeniti moramo še lego langobardskih kaolinitnih usedlin v tektonski enoti Čemernik. Anizični dolomit je ležal v času nastajanja kaolinitnih usedlin precej više od najnižjih delov območja Karoli. Te usedline namreč niso bile odložene povsod; doslej smo jih našli le tu in tam. Plasti imajo normalno zaporedje, njihova debelina pa doseže komaj 1 m.

Petrografske in kemične značilnosti

Langobardske kaolinitne usedline imajo največjo debelino v tektonski enoti Karoli, kjer je bil anizični dolomit v času usedanja teh skladov razkosan s »srednetriadnimi« prelomi. Premiki ob prelomih so bili ponekod neznatni in po višini niso presežali nekaj metrov, ob nekaterih močnejših prelomih pa so bile anizične plasti premaknjene celo za 50 m (Čar, 1975).

Morfološko razgibano dno sedimentacijskega bazena je vplivalo na debelino kaolinitnih usedlin, ki znaša povprečno 4 do 9 m, doseže pa celo 17,5 m. Soraz-



Sl. 2. Shematski presek skozi strukturo enoto Karoli in južno obrobje severnega praga po sedimentaciji langobardskih kaolinitnih usedlin

Abb. 2. Schematisches Querprofil durch die strukturelle Einheit Karoli und die südliche Umrandung der Nord-Hochscholle nach der Sedimentation der langobardischen Tongesteine

merno debele in litološko zelo zanimive kaolinitne usedline smo našli pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju, pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju ter pri slepem jašku Leithner na III. obzorju. Na dvignjenih delih se kaolinitne usedline niso odložile in ponavadi leži neposredno na diskordanci konglomerat z dolomitnimi prodniki. Takšne so razmere v profilih vzhodno od slepega jaška Avgust in Uršič na II. medobzorju ter na II. in III. obzorju.

V anizičnem dolomitu je bila diskordančna ploskev morfološko nekoliko močnejše razgibana. V dolomitu so bile nekaj cm do nekaj dm globoke zajede, zapolnjene z drobnozrnatimi usedlinami, ki kažejo psevdofluidalno teksturo. Minerali kaolinitnih usedlin so se na številnih krajih odložili nekaj mm globoko v nekoliko porozen dolomit, kaolinit pa najdemo tu in tam tudi v vezivu breče, ki sestoji iz kosov anizičnega dolomita.

Pri jamskem kartiranju in laboratorijskih raziskavah smo ugotovili, da vsebujejo kaolinitne usedline pogosto prodnike in nezaobljene kose anizičnega dolomita, po vertikali pa se menjavajo z vložki drugih kamenin, največkrat z dolomitnim konglomeratom in peščenjakom. Poleg tega smo našli še kaolinizirani, karbonatizirani in sericitizirani kristalasti tuf, meljevec, pešeni meljevec in drobnik. Pogosto prehaja en litološki člen v drugega. Tu in tam smo našli v kaolinitnih usedlinah celo tanjše leče in pole antracita.

Da bo razlaga nastanka kaolinitnih usedlin in bazena, v katerem so se le-te usedale, popolnejša, bomo podali tudi petrološke značilnosti drugih kamenin.

1. Kaolinitne usedline

Sive, sivkasto zelene in zelenkaste kaolinitne usedline so v idrijskem rudišču značilne langobardske kamenine. Običajno so masivne. Lepo razvito plastovitost smo našli le ponekod v spodnjih delih skladov. Plasti so debele 1 do 5 cm ter se lateralno naglo izklinjajo. Drugod je plastovitost dovolj jasna zaradi različnih struktur. Za pri kartiranju nagreč lahko ločimo dve vrsti kaolinitnih usedlin: usedline s pšenasto in usedline s klastično strukturo.

Poprečni vzorec kaolinitnih usedlin za kemično analizo smo vzeli v rudniku na številnih presekih s pomočjo brazde, in sicer tako, da smo se izognili večjim lečam karbonatnih kamenin. Analiza kaže (tabela 1), da vsebujejo te usedline predvsem SiO_2 , Al_2O_3 , FeS_2 in H_2O^+ . Tem štirim komponentam pripada 91,31 % vsem ostalim pa 8,84 %.

Mikroskopske raziskave kažejo, da prevladuje kaolinit; slede kremen, pirit, dolomit, siderit, kalcit, sericit, klorit in markazit, podrejeno pa nastopajo še goethit, apatit, rutil, levkoksen, cirkon in sfalerit. V majhnih količinah je pogosto prisotna tudi organska snov.

Če upoštevamo, da vsebuje čisti kaolinit teoretično 46,50 % SiO_2 , 39,56 % Al_2O_3 in 13,94 % H_2O^+ , potem se nahaja v kaolinitnih usedlinah približno 56,5 % kaolinita. Kemična analiza nadalje pove, da imajo te usedline okrog 24,5 % kremenca, 8,21 % pirita, ki ga spremlja podrejeno markazit, približno 5 % karbonatov, nekaj več kakor 1 % rutila in levkoksena ter 0,5 % apatita. Drugim komponentam, predvsem sericitu in kloritu, pripada torej skupno okrog 4 %.

Ti podatki povedo, da vsebujejo kaolinitne usedline sorazmerno precej pirita. Pri kartiranju smo ugotovili, da je le-ta neenakomerno razvrščen. Neposredno nad anizičnim dolomitom je zelo redek ali ga celo ni, medtem ko nahajamo tik nad permokarbonskimi skladi nekaj mm do nekaj cm debelo plast pirita. Če

sledimo kaolinčnim usedlinam proti krovlini, vidimo, da je ta mineral skoraj povsod prisoten. Ponekod ga je res zelo malo, zato pa je drugod sorazmerno pogost. Poleg drobnih impregnacij tvori tudi konkordantne leče ter do nekaj cm debele pole in plasti, ki vsebujejo tudi nekaj kaolinita in kremenca.

V profilih pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju, pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju ter v številnih vrtinah, s katerimi smo raziskovali rudno telo Brus, se menjavajo ali pa prehajajo kaolinčne usedline zgornjih horizontov

Tabela 1.

Kemične analize langobardskih kaolinčnih usedlin iz idrijskega rudišča

Tabelle 1.

Chemische Analysen der langobardischen Tongesteine aus der Lagerstätte Idrija

Analytiker: Analytiker: Vida Hudnik					Utežni Gewichts %
St. kamenine Gesteins- nummer	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,5	46,3	38,7	67,1	71,5
TiO ₂	0,98	0,85		0,86	0,51
Al ₂ O ₃	22,9	36,8	33,9	18,7	18,2
Fe ₂ O ₃	0,98	0,1		0,27	0,18
FeO	0,86	0,72		0,55	0,75
MnO	0,08	0,03		0,05	0,04
MgO	0,66	0,23		0,50	0,17
CaO	1,75	0,36		1,12	0,35
Na ₂ O	0,25	0,13		0,10	0,05
K ₂ O	0,35	0,06		0,24	0,05
P ₂ O ₅	0,18	0,14		0,09	0,14
FeS ₂	8,21	2,10	11,6	4,10	1,33
CO ₂	1,94	0,48		0,92	0,26
H ₂ O	7,70	11,2	10,5	5,65	5,85
IGO	0,60	0,35		0,44	0,91
	100,15	100,05	94,7	100,49	100,29

1 Poprečni vzorec kaolinčnih usedlin.

1 Durchschnittspröbe der Tongesteine.

2 Debelozrnata kaolinčna usedlina s pšenasto strukturo. 7. etaža rudnega telesa Hangend, VII. obzorje, vzorec št. 3.

2 Grobkörniger Graupentonstein. 7. Etage des Erzkörpers Hangend, VII. Sohle, Probe No. 3.

3 Kaolinčna usedlina sestavljena večidel iz gela. Za slepm jaškom št. 6., III. obzorje, vzorec št. 1.

3 Tonstein, vorwiegend aus Gel. Hinter dem Blindschacht No. 6., III. Sohle, Probe No. 1.

4 Kaolinčna usedlina s psefitsko strukturo. II. medobzorje, za slepm jaškom Avgust, vzorec št. 4.

4 Tonstein mit psephitischer Struktur. II. Zwischensohle, hinter dem Blindschacht: Avgust, Probe No. 4.

5 Kaolinčna usedlina s psamitsko strukturo. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec št. 10.

5 Tonstein mit psamitischer Struktur. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe No. 10.

Tabela 2.
Podatki rentgenske analize kaolinita iz idrijskega rudišča

Tabelle 2.
Röntgenpulverdiagramme von Kaolinit aus der Lagerstätte Idrija

1		2		3	
d v Å	Jakost	d v Å	Jakost	d v Å	Jakost
d in Å	Intensität	d in Å	Intensität	d in Å	Intensität
7,19	zmd	7,20	zmd	7,23	zm
		5,67	š		
		4,98	zš		
4,35	zmd	4,34	zmd	4,26	zmd
3,85	zš	3,85	š	3,85	š
3,59	zmd	3,57	zm	3,56	zm
3,32	srđ	3,36	š	3,39	š
3,12	zš	3,15	zš		
		2,980	š	3,09	š
		2,772	š	2,923	zš
2,731	zš	2,772	š	2,785	š
2,522	md	2,543	md	2,527	m
2,339	zm	2,344	zmd	2,321	zm
2,199	š	2,207	sr	2,212	sr
2,124	zš				
1,994	sr	1,997	m	1,977	m
1,938	š				
1,892	zš	1,897	sr	1,893	zš
1,841	š	1,844	š	1,853	sr
1,780	š	1,793	š	1,795	š
		1,747	zš		
1,664	m	1,668	m	1,667	zm
1,618	sr	1,623	sr	1,610	zš
1,584	š	1,589	zš		
1,542	sr	1,546	sr	1,557	sr
1,488	zm	1,497	zm	1,490	zm
1,454	š	1,458	sr	1,459	sr
1,430	zš			1,430	š
		1,398	zš	1,396	zš
1,374	š	1,373	zš	1,373	š
1,340	sr	1,344	sr		
				1,321	m
1,308	sr	1,313	sr		
1,286	sr	1,288	sr	1,287	sr
1,266	zš	1,268	zš		
				1,257	sr
1,242	šđ	1,243	sr		
				1,236	sr
1,202	š	1,201	š	1,208	zš
				1,192	sr

1 Kaolinitna pšena. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. 7. etaža rudnega telesa Hängend, VII. obzorje, vzorec št. 3.

1 Kaolinitgraupen. Grobkörniger Graupentonstein. 7. Etage des Erzkörpers Hängend, VII. Sohle, Probe No. 3.

2 Kaolinitna pšena. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. Odkopno polje Sebastijan, VI. obzorje.

2 Kaolinitgraupen. Grobkörniger Graupentonstein. Abbaufeld Sebastijan, VI. Sohle.

3 Kaolinitna žilica iz debeložrnate kaolinitne usedline s pšenasto strukturo. Odkopno polje Sebastijan, VI. obzorje.

mikronov, izjemoma celo 600 mikronov. Ta zrnca imajo pravokotne in črvičaste preseke. V presevni svetlobi so svetla in brez kakršnih koli vključkov, zato se jasno ločijo od obdajajočega mikro— ali kriptokristalnega kaolinita (sl. 6), pri navzkrižnih nikolih pa so razločno anizotropna (sl. 7).

Poleg kaolinita vsebujejo pšena v manjši količini tudi karbonate, kremen, pirit, apatit, cirkon in litoidna zrna. Sorazmerno najbolj pogostna so zrnca siderita, za katera je značilen močan relief in izrazita psevdoabsorbpcija; manj je kalcita. Oba karbonata tvorita ksenomorfna, hipidiomorfna in idiomorfna zrnca s premeri do 400 mikronov, ki vsebujejo pogosto kaolinit (sl. 8). Menimo, da gre za metakristale. Nekatera kaolinitna zrna so bila skoraj povsem nadomeščena s karbonati. Posebej moramo omeniti primere, ko obroblja siderit bolj ali manj izometrična polja kaolinita (sl. 9 levo). Pri navzkrižnih nikolih vidimo v teh poljih podolgovata zrnca kaolinita, ki leže v določenih smereh. Gre za zrna plagioklazov, ki so bila kaolinizirana, tako da so zrasla zrnca kaolinita vzporedno z njihovo razkolnostjo (sl. 9 desno). Kremenu pripadajo zelo majhna, toda povečini izometrična zrnca, ki merijo poprečno le okrog 10 mikronov. Razvrščena so v rahlo nagubanih nizih, vzporednih s plastovitostjo, ali povsem nepravilno; nekatera kaolinitna zrna vsebujejo več kremenca v obrobni delih. Tudi pirit



Sl. 3. Debelozrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo; v njej dve poli temno-sivega meljevca. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 3. Povečava $1,5 \times$
 Abb. 3. Grobkörniger Graupentonstein mit zwei Siltsteinlagen. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. Vergrößerung $1,5 \times$

3 Kaolinitgängen aus dem grobkörnigen Graupentonstein, Abbaufeld Sebastijan, VI. Sohle.

Jakost (Intensität): zm — zelo močna (sehr starke); m — močna (starke), sr — srednja (mittlere); š — šibka (schwache); zš — zelo šibka (sehr schwache); d — disperzna črta (disperse Linie).

v meljevec, ki je ponekod skrilav, in drobnik. Prisotnost teh kamenin jasno nakazuje tesno zvezo langobardskih kaolinilnih usedlin s spodnjimi plastmi skonca. Vzhodno od Idrije, v Rovtah, je enako zvezo dokazal pred leti že M l a k a r (1987).

Opozoriti moramo dalje na dejstvo, da najdemo kaolinilne usedline tudi v krovinskem sivem langobardskem konglomeratu. Tu tvorijo manjše leče in vložke, ki so nepravilno razvrščeni, vendar se njihovo število proti stiku z zgornjim horizontom skonca manjša. Številne lepo razvite vložke kaolinilnih usedlin v konglomeratu smo našli na III. obzorju za slepim jaškom št. 6. Usedline so izrazito plastovite, njihova debelina pa ne preseže 1,5 m. V zgornjem delu najvišje leče smo našli slabo ohranjene rastlinske ostanke.

Vzorci za mikroskopske raziskave smo vzeli:

- nad I. obzorjem v rudnem telesu Kropač
- na II. medobzorju vzhodno od slepega jaška Central, za slepim jaškom Avgust in na odkopnem polju Brus
- na II. obzorju, in sicer pri slepem jašku št. 16 in na 3. etaži rudnega telesa Gugler
- na III. obzorju pri sipki Bontina, pri slepem jašku Leitner in za slepim jaškom št. 6
- na VI. obzorju v rudnem telesu Sebastijan
- na 7. etaži v odkopnem polju Hangend nad VII. obzorjem.

Kaolinilne usedline s pšenasto strukturo. Med kameninami najstarejših langobardskih skladov so kaolinilne usedline zaradi posebne strukture najbolj zanimive. Poleg tega so tudi zelo pogostne. Preseki pravokotni na plastovitost kažejo svetlo siva, siva, temno siva, in včasih skoraj črna zrna. Njihovi preseki so povečini eliptični (sl. 3), ponekod bolj ali manj pravokotni pa tudi izometrični. Zrna leže vzporedno s plastovitostjo. Velika so nekaj 10 mikronov do 7 mm. Značilno je, da so v posameznih plasteh dokaj enakomerno velika. Zato lahko ločimo debelozrnato kaolinilno usedlino s pšenasto strukturo (sl. 4), v kateri merijo zrna nad 0,63 mm, srednjezrnato usedlino (sl. 5) s premeri zrn 0,2 do 0,63 mm ter drobnozrnato usedlino, ki sestoji iz zrn s premeri pod 0,2 mm. Prehod med posameznimi različki je ponekod postopen, drugod pa je meja zelo ostra. Veživo je svetlejšje ali temnejše od zrn. V njem ločimo na oko le zrnca pirita.

Ze raziskava v presečni svetlobi je pokazala, da v pšenih prevladuje kaolinit. Kaolinilna zrnca so velika povečini 1 do 10 mikronov. V nekaterih vzorcih smo našli kriptokristalni kaolinit, izjemoma pa tudi zrna, ki sestojijo iz rahlo anizotropnega kaolinilnega gela. Kaolinilna zrnca so v posameznih pšenih istega vzorca navadno enako velika. Tu in tam pa smo našli primere, da so bila sosednja zrna sestavljena iz kaolinila različne zrnavosti.

Kaolinilna zrnca imajo v glavnem izometrične preseke. Poleg tega smo našli zrnca s paličastim presekom, ki merijo poprečno 3×70 mikronov ter so vzporedna med seboj in s plastovitostjo; v takšnih primerih imajo kaolinilna zrnca vlaknato strukturo. Tu in tam so kaolinilna zrnca večja in merijo 50 do 200

najdemo navadno v zelo majhnih zrnih, katerih premer zvečine ne preseže 15 mikronov. Ta zrnca kažejo zelo često idiomorfne preseke po kocki. Navadno leže v obrobni delih pšen, ali pa obrobljajo zrnca karbonatov (sl. 10).

Zelo redko zasledimo v kaolinitnih pšenih apatit ali cirkon. Za oba je značilno, da tvorita idiomorfna zrna z ravnimi robovi. Apatitova zrnca dosežejo velikost 500, cirkonova pa kvečjemu 100 mikronov.

Litoidna zrna sestojte predvsem iz kremenca in kaolinita, manj je pirita. Kremenova zrnca so v presevani svetlobi nekoliko motna; v istem litoidnem zrnju so enako velika in merijo 20 do 70 mikronov. Kaolinitna polja imajo preseke, po katerih sodimo, da so prvotno pripadala glinencem. Pirit je razvrščen le med kremenovimi zrnji. Zelo verjetno gre za silificirano, kaolinizirano in slabo piritizirano predornino.

V nekaterih vzorcih kaolinitne usedline s pšenasto strukturo so posamezna kaolinitna zrna dobesedno zlepljena. Njihove meje označujejo le zelo tanke opne veziva, ki sestojte iz zelo drobnih zrn kremenca, pirita in organske snovi (sl. 4). Drugi različki so z vezivom bolj bogati. Nekateri ga vsebujejo celo več kot 50 %. V takšnih primerih leže kaolinitna pšena ločeno v vezivu (sl. 11). V vezivu smo našli v glavnem iste minerale kot v kaolinitnih pšenih, vendar v drugačnem količinskem razmerju. Najbolj pogostna komponenta je navadno kremen, ki tvo-



Sl. 4. Debelozrnato kaolinitno usedlino grade predvsem zrna s pšenastim in eliptičnim presekom; veziva je le malo. Črno je pirit. Presevna polarizirana svetloba, povečava 5×. Rudno telo Hangend, VII. horizont, 7. etaža, vzorec 3

Abb. 4. Grobkörniger Graupentonstein besteht vorwiegend aus Körnern mit graupenartigen und elliptischen Querschnitten; Bindemittel nur untergeordnet. Schwarz ist Pyrit. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. Dünnschliff, Nicols —. Vergrößerung 5×



Sl. 5. Srednjezrnata kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo. Vezivo je sivo, piritna zrna pa so črna. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 5. Presevna polarizirana svetloba, povečava 7 ×

Abb. 5. Mittelkörniger Graupentonstein. Bindemittel ist grau, Pyritkörner sind aber schwarz. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 5. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 7 ×



Sl. 6. Kaolinitna zrna s črvičastimi preseki v kriptokristalnem kaolinitu. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 4. etaža, vzorec 4. Presevna polarizirana svetloba, povečava 30 ×

Abb. 6. »Kaolinitwürmer« im kryptokristallinen Kaolinit. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 4. Etage, Probe 4. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 30 ×

ri drobna izometrična zrnca s premeri 5 do 20 mikronov. Kremenova zrnca leže v vezivu vsako za sebe, ali pa se združujejo v manjša nepravilna polja. V presevni svetlobi smo le težko ločili drobna kremenova zrnca od kaolinitnih. Zelo lahko pa smo jih prepoznali v odsevni svetlobi. Pri poliranju so dobila namreč kremenova zrnca pozitiven relief, kaolinitna pa negativnega. Pri manjši povečavi se zdi, da je kremenovo-kaolinitno vezivo nekoliko porozno (sl. 12), pri večji pa vidimo izometrična, enako velika in dokaj pravilno razvrščena kremenova zrnca (sl. 13).



Sl. 7. Isto kot sl. 6. Pri navzkrižnih nikolih so kaolinitna zrnca s črvičastimi preseki razločno anizotropna

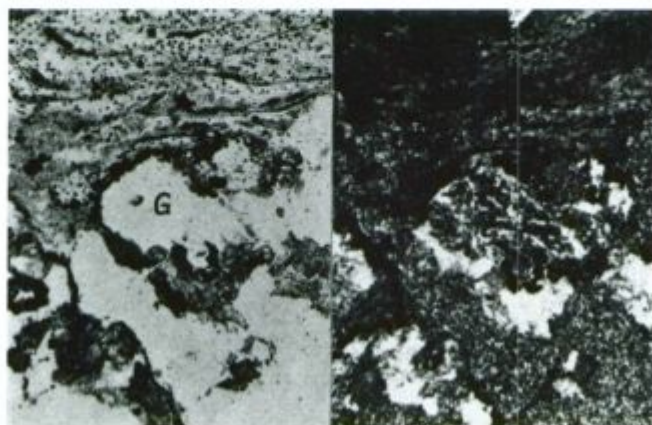
Abb. 7. Dasselbe als Abb. 6. Bei Nicols + sind die »Kaolinitwürmer« deutlich anisotropisch



Sl. 8. Idiomorfni siderit (sredina slike) z vključki kaolinita v mikrokristalnem kaolinitu. Rudno telo Brus, II. obzorje, 2. etaža. Presevna polarizirana svetloba, navzkrižni nikoli, povečava 75 ×

Abb. 8. Idiomorpher Siderit (Bildmitte) mit Kaoliniteinschlüssen im mikrokristallinen Kaolinit. Erzkörper Brus, II. Sohle, 2. Etage. Dünnschliff, Nicols +, Vergrößerung 75 ×

Po količini sledi kaolinit. Tudi v vezivu smo ga našli povečini v zrnih s premeri pod 10 mikronov. Druga kaolinitna zrnca imajo paličaste preseke ter se združujejo v skupine, tako da kažejo ti deli veziva vlaknato ali celo psevdofluidalno strukturo (sl. 14). Izjemoma smo opazili tudi kaolinitna zrnca s črvičastimi preseki.



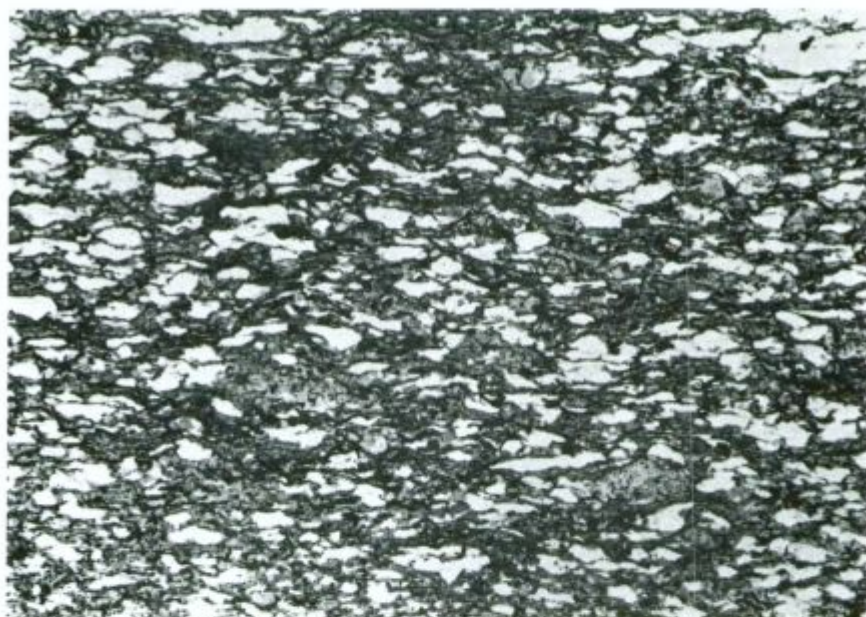
Sl. 9 levo. Siderit obroblja v kaolinit spremenjen glinenec (G). Spodaj kaolinitno pšeno, zgoraj vezivo. 80 m SE od slepega jaška Center, II. medobzorje. Presevna polarizirana svetloba, povečava $30\times$. 9 desno. Isto, le pri navzkrižnih nikolih

Abb. 9 links. In Kaolinit umgewandelter Feldspat (G) mit Siderit umrandet. Unten ein Teil der Kaolinitgraupe, oben das Bindemittel. 80 Meter SE vom Blindschacht Center, II. Zwischensohle, Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $30\times$. 9 rechts. Dasselbe, Nicols +



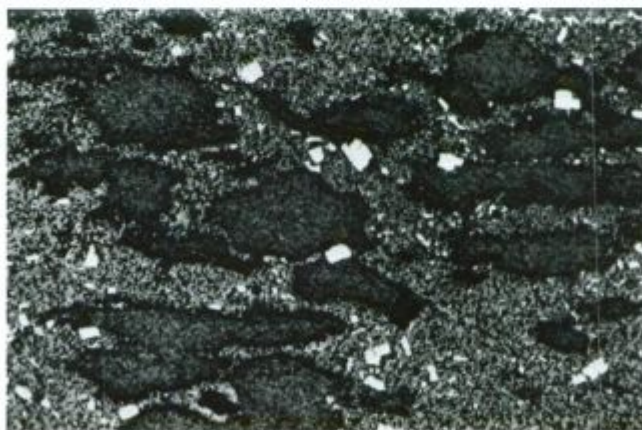
Sl. 10 levo. Drobná piritna zrna obrobljajo siderit, leže pa tudi v kaolinitnem pšenu in v vezivu. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 5. Presevna polarizirana svetloba, povečava $75\times$. 10 desno. Pri navzkrižnih nikolih so sideritna zrna bela

Abb. 10 links. Feine Pyritkörner umranden Siderit, liegen aber auch in der Kaolinitgraupe und im Bindemittel. Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 5. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $75\times$. 10 rechts. Bei Nicols + sind die Sideritkörner weiss



Sl. 11. Kaolinitna pšena (belo) leže ločeno v karbonatno-kremenovem vezivu (sivo), Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 6. Presevna polarizirana svetloba, povečava 7 ×

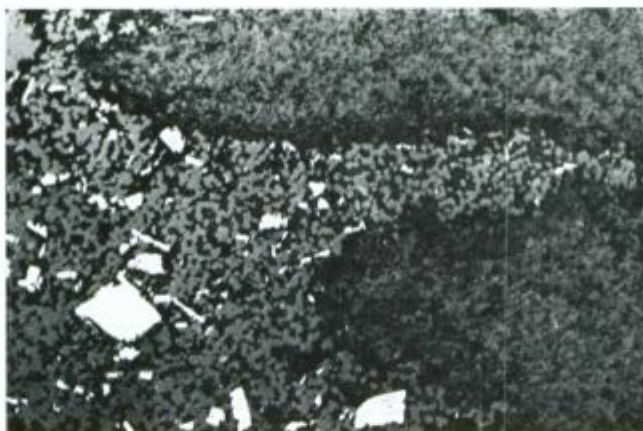
Abb. 11. Kaolinitgruppen (weiss) liegen isoliert im karbonatisch-quarzigem Bindemittel (grau). Beim Blindschacht No. 16, II. Sohle, Probe 6. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 7 ×



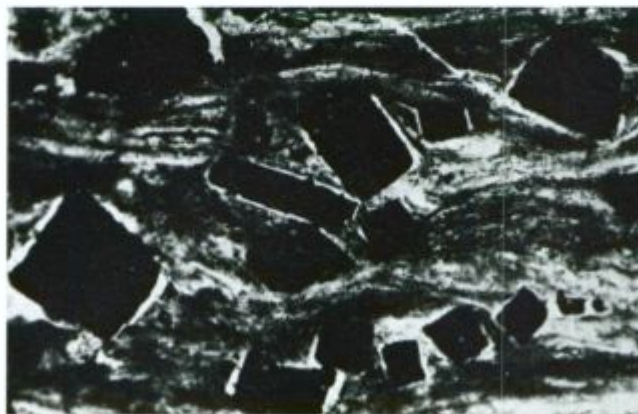
Sl. 12. Deformirana kaolinitna pšena v kremenovo-kaolinitnem vezivu, ki je videti nekoliko porozno. Bela zrna so pirit. Rudno telo Nande, III. obzorje, odkopno polje 14. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×

Abb. 12. Deformierte Kaolinitgruppen im quarzig-kaolinitischen Bindemittel, das etwas porös aussieht. Weisse Körner sind Pyrit. Erzkörper Nande, III. Sohle, Abbaufeld 14. Polierter Anschliff, Nicols —, Vergrößerung 70 ×

Nadalje moramo omeniti pirit. Pripadajo mu izometrična zrna s preseki po kocki, ki dosežejo 2 mm. Nekatera piritna zrna imajo paličaste ali suličaste preseke. V teh primerih gre za psevdomorfozo piritu po markazitu; tu in tam smo našli v piritu celo ostanke markazita. Pirit ima napram kremenovo-kaolinitnemu vezivu ravne robove; zato menimo, da je kristaliziral v obliki metakristalov. Zaradi premikov plasti so piritna zrnca pogosto nekoliko rotirala ter se pri tem delno odlepila od veziva, v nastalih porah pa je kristaliziral kasneje kaolinit.



Sl. 13. Detajl iz istega obruska. V vezivu vidimo pravilno razvrščena, drobna kremenova zrnca (sivo). Bela zrna so pirit. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 190 ×
 Abb. 13. Detail aus demselben Anschliff. Im Bindemittel befinden sich regelmässig verteilte, kleine Quarzkörner (grau). Weisse Körner sind Pyrit. Nicols —, Vergrößerung 190 ×



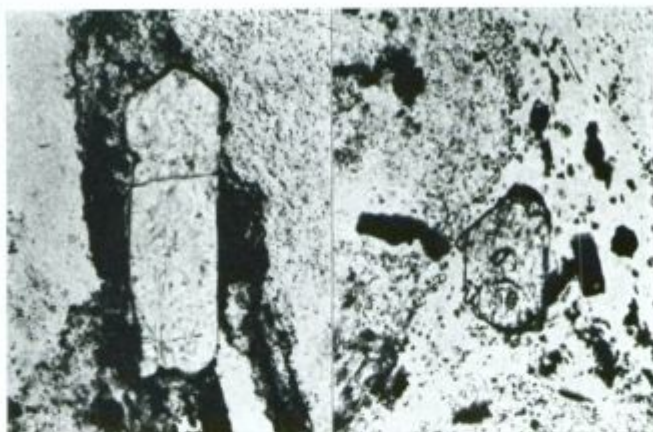
Sl. 14. Beli kaolinitni robovi ob piritnih zrnih, ki leže v kaolinitnem vezivu s pseudo-fluidalno strukturo. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 1. Presevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×

Abb. 14. Weisse Kaolinitränder um die Pyritkörner, die im kaolinitischen Bindemittel mit pseudofluidaler Struktur liegen. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 1. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 70 ×

Številna piritna zrnca imajo zategadelj v zbruskih bele robove (sl. 14). V nekaterih vzorcih je pirit delno spremenjen v goethit.

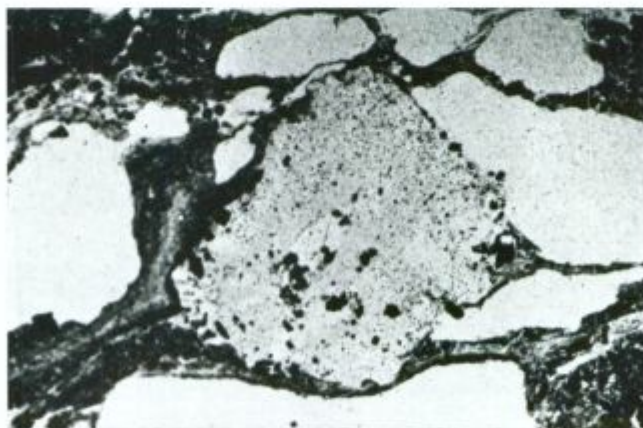
Sorazmerno pogostna komponenta veziva je tudi siderit. Njegova zrnca so povečini ksenomorfnna ter navadno obdana s piritom in kremenom.

Apatita in cirkona je v vezivu le malo, vendar sta bolj pogostna kakor v kaolinčnih pšenih. Apatit ima paličaste preseke (sl. 15 levo), ki dosežejo 400 mikro-



Sl. 15 levo. Kristal apatita v vezivu. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 3. 15 desno. Kristal cirkona v vezivu. Pri sipki Bončina, III. obzorje, vzorec 4. Presevna polarizirana svetloba; povečava 200 ×

Abb. 15 links. Apatitkristall im Bindemittel. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 3. 15. rechts. Zirkonkristall im Bindemittel. Bei der Schüttrutsche Bončina, III. Sohle, Probe 4. Dünnschliffe, Nicols —, Vergrößerung 200 ×

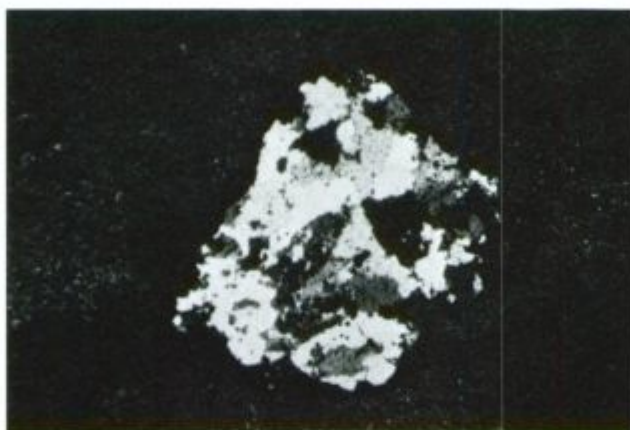


Sl. 16. Zrno silificirane predornine (sredina slike) sestoji iz motnih kremenovih zrn in pirita (črno). Bela polja so kaolinčna pšena, sivo je vezivo. Rudno telo Hangend, VII. obzorje, 7. etaža, vzorec 1. Presevna polarizirana svetloba, povečava 20 ×

Abb. 16. Silifiziertes Eruptivgesteinskorn (Bildmitte) besteht aus trüben Quarzkörnchen und Pyrit (schwarz). Kaolinitgraupen sind weiss, Bindemittel grau. Erzkörper Hangend, VII. Sohle, 7. Etage, Probe 1. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 20 ×

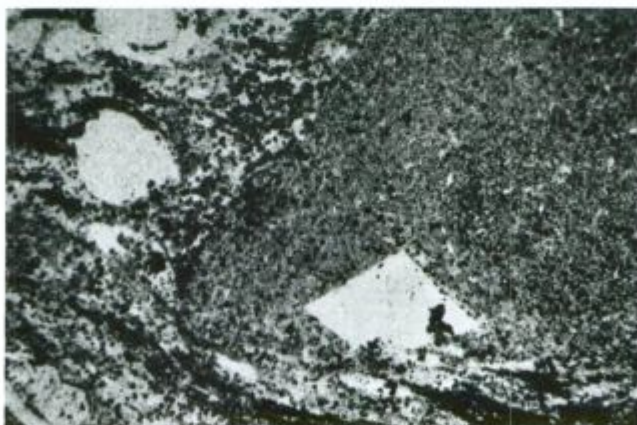
nov. Številna zrnca so prelomljena, posamezni deli pa nekoliko premaknjeni. Cirkonova zrnca so precej manjša, vselej pa kažejo pravilne preseke in ravne robove (sl. 15 desno). Svetlo in temno rjavo barvo veziva so povzročile organske spojine.

Litoidna zrna, ki jih obdaja vezivo, dosežejo 5 mm. Pripadajo dolomitu, silificirani predornini ter silificirani in kaolinizirani predornini. Zaobljena dolomitna zrna vsebujejo poleg karbonata tudi kremen in kalcedon. Zrna silificirane pre-



Sl. 17. Isto kot sl. 16, navzkrižni nikoli. Zobčasto zraščena, enako velika kremenova zrnca

Abb. 17. Dasselbe als Bild 16, Nicols +. Verzahnte, gleichgrosse Quarzkörner



Sl. 18. V zrnju silificirane in kaolinizirane predornine se nahaja kaoliniziran vtrošnik glinenca (belo polje z rombičnim presekom). Drobna črna zrnca so pirit. Pri sipki Bončina, III. obzorje, vzorec 8. Presevna polarizirana svetloba, povečava 20 ×

Abb. 18. Im silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteinskorn befindet sich ein kaolinisierter Feldspateinsprengling (weisses Feld mit rhombischem Querschnitt). Winzige schwarze Körner sind Pyrit. Bei der Schütterutsche Bončina, III. Sohle, Probe 8. Dünnschliff, Nicols +, Vergrößerung 20 ×

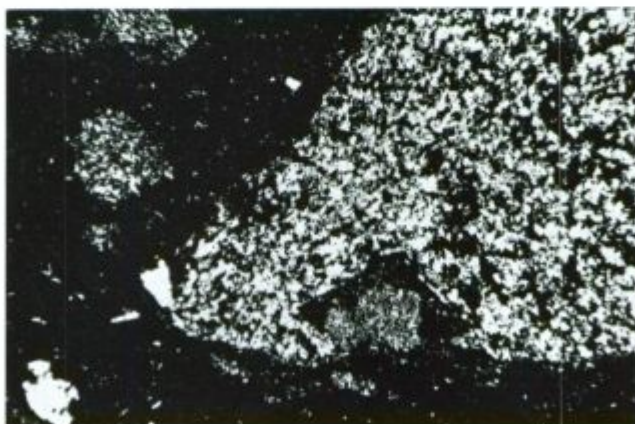
dornine sestojе iz nekoliko motnih kremenovih zrn (sl. 16), ki merijo 10 do 100 mikronov. V istem zrnju spremenjene predornine so kremenova zrnca enako velika. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da se zobčasto zraščajo (sl. 17). Silificirana in kaolinizirana zrna predornine sestojе predvsem iz kremenja in kaolinita. V teh zrnih opazimo večkrat preseke, ki dokazujejo, da so bili to prej vitrošniki glinencev, pozneje spremenjeni v kaolinit (sl. 18 in sl. 19). Zrna spremenjene predornine so pogosto obdana s piritom, pa tudi sama ga vsebujejo v manjši količini.

Omenili smo že, da smo določili mineralno sestavo kaolinitnih usedlin s pšenasto strukturo najprej pod mikroskopom, in sicer tako v presevani kakor tudi v odsevni svetlobi. Zanesljivost določevanja nekaterih mineralov smo preverili z metodo faznega kontrasta ter z rentgensko in diferencialno-termično analizo.

Fazno kontrastno optiko smo vgradili v polarizacijski mikroskop Ortholux. Uporabljena imerzija je bila mešanica cimetovega aldehida in dietil-estra oksalne kisline z lomnim količnikom $n = 1,559$. Na ta način smo zanesljivo ločili kaolinit in kremen.

Dva vzorca kaolinita iz večjih pšenastih zrn je posnela N. Venetova z Debye-Scherrerjevo kamero premera 57,5 mm z valovno dolžino CuK α . Prvi vzorec smo vzeli na 7. etaži rudnega telesa Hangend, drugega pa na odkopnem polju Sebastijan. Izmerjene medmrežne razdalje in vizualno ocenjene relativne intenzitete so podane v tabeli 2. Podatki obeh vzorcev se v glavnih črtah med seboj zelo dobro ujemajo. Primerjava s karticami ASTM pove, da prevladuje v vzorcih kaolinit. Medmrežne razdalje za siderit se tudi dobro ujemajo z ustreznimi vrednostmi v raziskanih vzorcih, iz primerjave intenzitet pa sledi, da je v vzorcih le malo siderita. Refleksov, ki bi ustrezali kremenju ali piritu, debyeograma ne kažejo.

Po diferencialno-termični analizi A. Grimšičarja prevladuje v materialu iz večjih pšen kamenine, ki smo jo vzeli v rudnem telesu Hangend na 7. etaži, kaolinit s primesjo siderita, goethita in pirita ter verjetno nekaj organskih snovi.



Sl. 19. Isto kot sl. 18, pri navzkrižnih nikolih. Kaolinizirani vitrošnik glinenca sestoji iz krypto- in mikrokristalnega kaolinita

Abb. 19. Dasselbe als Abb. 18., Nicols +. Kaolinisierter Feldspateinsprengling besteht aus krypto- und mikrokristallinen Kaolinit

Omenili bi še, da je bila benzidinska reakcija brezbarvna, kar kaže na odsotnost montmorillonita.

Kaolinitno usedlino z debelozrnato pšenasto strukturo, ki izvira iz 7. etaže rudnega telesa Hangend, je kemično analizirala V. Hudnikova. Analiza je pokazala (tabela 1), da so najvažnejše komponente SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ in FeS_2 . Pripada jim namreč skupno 96,4 %, vsem ostalim pa komaj 3,65 %. Iz kemične analize preračunana mineralna sestava pove, da vsebuje ta kamenina okrog 93 % kaolinita, približno 3 % kremenca, 2,1 % pirita, okrog 1 % karbonatov ter 1 % drugih mineralov.

V kaolinitni usedlini s pšenasto strukturo smo našli ponekod leče svetlo sive, svetlo rjave in celo temno rjave jedre kamenine z bolj ali manj izrazitim voščnim sijajem in školjkastim lomom. Nekateri različki so vsebovali precej pirita. Mikroskopska raziskava je pokazala, da sestoji ta kamenina večidel iz homogene motne osnove, ki ima tu in tam psevdofluidalno strukturo. Pri navzkrižnih nikolih je osnova v glavnem izotropna, le ponekod rahlo anizotropna. V njej leže nepravilne leče mikrokristalnega in kriptokristalnega kaolinita, velike do 1 mm. Kaolinitna zrna s paličastimi in črvičastimi preseki, ki dosežejo velikost nekaj 100 mikronov, so redka. Poleg kaolinita smo našli tudi okrog 5 % kremenca. Kamenina vsebuje nadalje idiomorfna zrnca pirita s premeri do 1,2 mm, ki se večkrat združujejo v manjše leče. Stevilna piritna zrna so obdana s tanko belo opno mikrokristalnega kaolinita. V vsakem zbrusku je bilo tudi nekaj drobnih idiomorfnih zrn cirkona. Svetlo in temno rjavo barvo osnove so povzročile drobno razpršene organske snovi.

Po mikroskopski raziskavi gre torej za kamenino, ki sestoji večidel iz kaolinitnega gela, vendar vsebuje tudi nekaj kremenca in pirita. Kemična analiza, s katero smo želeli ugotoviti le količine SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ in FeS_2 , je to potrdila. Vzorec kamenine s III. obzorja za slepim jaškom 6 vsebuje namreč 38,7 % SiO_2 , 33,9 % Al_2O_3 , 10,5 % H_2O^+ ter 11,6 % FeS_2 (tabela 1); kaolinitu, ki vsebuje tudi nekaj kremenca, pripada torej okrog 83 % in piritu 11,6 %.

Tu in tam smo opazili v kaolinitni usedlini s pšenasto strukturo tudi tanke bele žilice, povečini diskordantne. Navadno merijo 50 mikronov do 1 mm, redko tudi več. Debelejše, nekoliko lečaste žilice so prosojne in skoraj brezbarvne. Po mikroskopski sliki sestojijo v glavnem iz mikrokristalnega kaolinita. Le v kameninah, ki vsebujejo v vezivu sorazmerno več karbonatov, so le-ti tudi v žilicah. N. Venetova je posnela z Debye-Scherrerjevo kamero (pri enakih pogojih kot poprej) material iz kaolinitne žilice, ki smo jo našli na odkopnem polju Sebastijan. Izmerjene medmrežne razdalje ter na oko ocenjene relativne intenzitete so podane v tabeli 2. Podatki kažejo, da gre za precej čisti kaolinit, ki vsebuje le malo siderita.

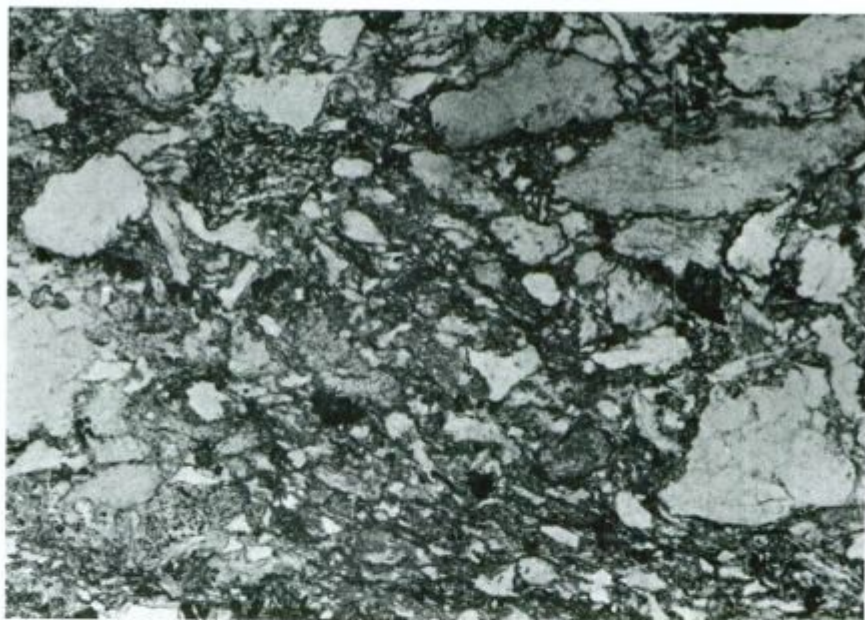
Menimo, da so kristalizirali kaolinit in karbonati v razpokah, ki so nastale v usedlinah pri tektonskih premikih.

Kaolinitne usedline s klastično strukturo. Bolj pogostne so v langobardskih bazalnih usedlinah kaolinitne kamenine s klastično strukturo. Velikost zrn v posameznih različkih se giblje od nekaj mikronov do 10 milimetrov. Zato smo ločili kaolinitne usedline s psefitsko, psamitsko in pelitsko strukturo.

a) *Kaolinitna usedlina s psefitsko strukturo.* Svetlo siva in siva kamenina vsebuje 1 do 10 mm velika povečini bela kaolinitna zrna, siva litoidna zrna in drobna zrna pirita. Vezivo je zelo drobnozrnato, zato njegove sestave na oko ni

bilo mogoče določiti. Raziskava v presewni svetlobi pa je pokazala, da gre predvsem za dve vrsti kaolinitnih zrn. V večini vzorcev močno prevladujejo zrna z nepravilnimi in podolgovatimi preseki (sl. 20), ki imajo pogosto tudi nekoliko zobčaste robove. Sestojajo iz kriptokristalnih, mikrokristalnih in deloma tudi vlaknatih kaolinitnih zrn. Nekoliko večja kaolinitna zrna s črvičastim presekom so redka. V manjši meri se pridružujejo kaolinitu zelo drobnozrnati kremen ter nekoliko večja zrnca pirita, karbonatov in klorita. Osamljena so tudi zrnca apatita in cirkona. Različno velika zrnca kaolinita in drugih mineralov so razvrščena pogosto tako, da postane struktura psevdofluidalna. Oblika številnih zrn in njihova struktura dokazujeta, da so bila le-ta gnetena. Zaradi primesi organskih spojin so nekatera svetlo rjava.

Manj je kaolinitnih zrn z eliptičnim presekom. Ta so precej bolj čista ter vsebujejo poleg kripto- in mikrokristalnega kaolinita le še mikrokristalni kremen. V istem kaolinitnem zrnju so njegova zrnca enako velika. Tu in tam smo zasledili kaolinitno zrno z izometričnim kvadratnim ali rombastim presekom. Zelo verjetno gre za kaolinizirana zrna glinca. V vsakem zbrusku smo našli tudi posamezna zrna spremenjene predornine, velika do 5 mm (sl. 21). Nekatera so le silificirana ter sestojajo iz rahlo motnih kremenovih zrn, ki merijo zvečine 20 do 150 mikronov in se zobčasto zraščajo. Druga so silificirana in kaolinizirana, vendar tako, da je ohranjena prvotna porfirska struktura: glinenci in biotit (?) so kaolinizirani, osnova pa je silificirana. Tu in tam smo našli v njej tudi karbonate. V vseh zrnih

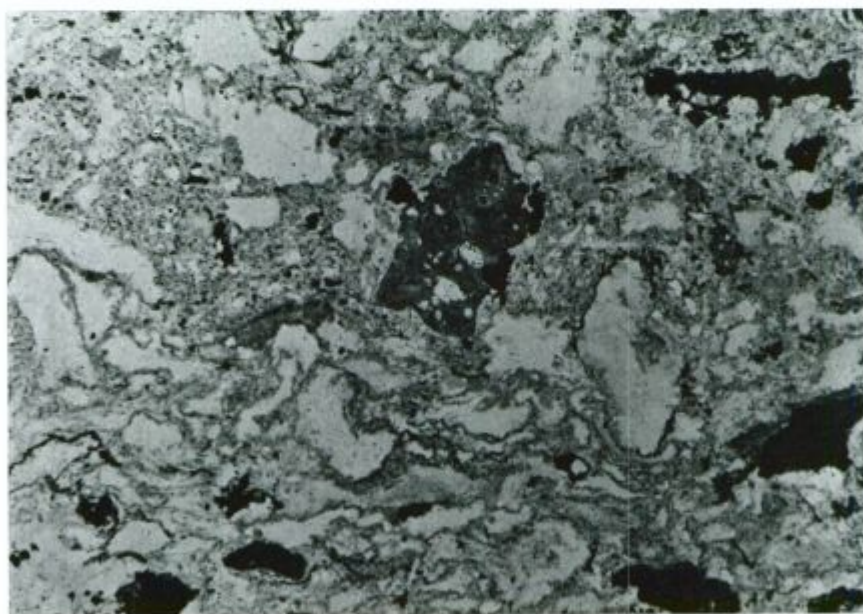


Sl. 20. Kaolinitna zrna z nepravilnimi preseki v kaolinitni usedlini s psefitsko strukturo. Rudno telo Avgust, II. medobzorje. Presewna polarizirana svetloba, povečava $6\times$
 Abb. 20. Kaolinitkörner mit unregelmässigen Querschnitten im Tonstein mit psephitischer Struktur. Erzkörper Avgust, II. Zwischensohle. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $6\times$

spremenjene predornine so razpršena zrnca pirita, ki so zvečine idiomorfna in ne presežejo 50 mikronov.

Tudi v vezivu prevladuje kaolinit; njegova zrnca imajo premer pod 10 mikronov. Vlaknata kaolinitna zrnca in kaolinitni črvički so zelo redki. Pogosto ga spremlja mikrokristalni kremen, ki pa je razvrščen zelo nepravilno. Piritna zrnca imajo pravilne preseke in navadno ne presežejo 100 mikronov. Ponekod so raztresena brez reda, drugod se združujejo v manjše leče (sl. 21) in nize ali pa tvorijo tanko opno ob kaolinitnih in litoidnih zrnih. Nekateri preseki sulfidnih zrn ustrezajo markazitu. Zelo verjetno je bil markazit spremenjen v pirit, podobno kot smo to opazovali v obruskih drugih kamenin. Vezivo vsebuje še klorit, karbonate ter malo cirkona in apatita.

Kemična analiza vzorca kaolinitne usedline s psefitsko strukturo, ki smo ga vzeli na II. medobzorju za slepim jaškom Avgust, je pokazala (tabela 1), da pripada sestavinam, in sicer SiO_2 , Al_2O_3 in H_2O^+ , skupno 91,45 %, FeS_2 je zastopan z 4,10 %, ostale sestavine pa z 4,94 %. Iz analize sledi, da vsebuje ta kaolinitna usedlina približno 92 % kaolinita, kremenca in klorita (kaolinit prevladuje), 4,10 % pirita, okrog 2 % karbonatov, medtem ko pripada vsem ostalim mineralom komaj 2 %.



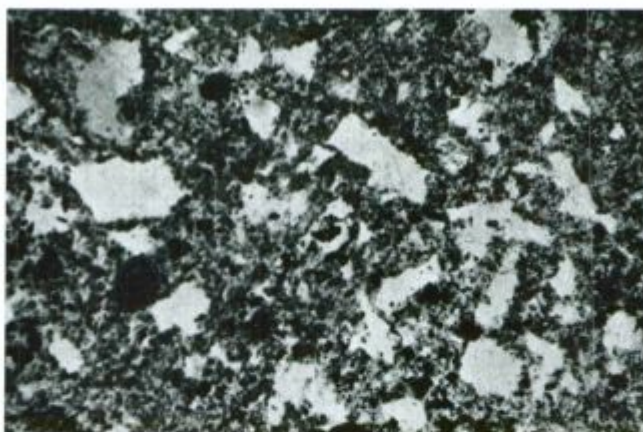
Sl. 21. Kaolinitna zrna, zrno silificirane predornine (sivo v sredi slike) ter piritna zrna in leče v kaolinitni usedlini s psefitsko strukturo. Pirit tvori tudi tanke robove ob kaolinitnih zrnih. Rudno telo Avgust, II. medobzorje. Presevna polarizirana svetloba, povečava $5\times$

Abb. 21. Kaolinitkörner, silifizierter Eruptivgesteinskorn (grau in der Bildmitte) sowie Pyritkörner und -linsen im Tonstein mit psephitischer Struktur. Pyrit (schwarz) bildet auch dünne Säume um die Kaolinitkörner. Erzkörper Avgust, II. Zwischensohle, Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung $5\times$

b) *Kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo*. Tudi ta usedlina je svetlo siva in siva. Sestoji iz belih in svetlo sivih zrn, ki merijo zvečine 100 mikronov do 2 mm ter imajo različne preseke. Po mikroskopski sliki močno prevladujejo kaolinitna zrna, precej manj je zrn spremenjene predornine in karbonatnih zrn. Leže v zelo drobnozrnatem vezivu, v katerem se na oko vidi le pirit. Razmerje med zrn in vezivom se močno spreminja, navadno pa prevladuje vezivo.

Po obliki presekov ločimo tri vrste kaolinitnih zrn. V nekaterih različkih prevladujejo zrna z bolj ali manj pravilnimi kvadratnimi, pravokotnimi in rombastimi preseki (sl. 22). Ta zrna sestojajo večidel iz kripto- in mikrokristalnega kaolinita; v istem zrnu so kaolinitna zrnca enako velika. Po oblikah sodim, da gre za kaolinizirane glinence in njihove drobce. V drugih različkih so najbolj pogostna kaolinitna zrna z nepravilnimi preseki. Poleg kripto- in mikrokristalnega kaolinita vsebujejo ta zrna tudi vlaknata kaolinitna zrnca in zelo redka zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki, ki dosežejo velikost nekaj 100 mikronov. Nekatera kažejo nagubano psevdofluidno strukturo. Tretja skupina kaolinitnih zrn ima razločne pšenaste preseke. Tudi tu je kaolinit navadno zelo drobnozrnat, vendar so sorazmerno pogostejša vlaknata kaolinitna zrnca ter zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki. Značilno je, da so nekatera pšena izotropna ali le rahlo anizotropna, kar dokazuje, da sestojajo iz gela, ki je tu in tam komaj začel kristalizirati. Nekateri različki vsebujejo sorazmerno več pšenastih zrn, tako gre že za prehod v kaolinitno usedlino s pšenasto strukturo.

Poleg kaolinita vsebujejo vse tri skupine zrn tudi manjše količine drugih mineralov. Največ je zelo drobnih zrn kremena, pirita in sericita. Sorazmerno večja so zrna karbonatov, predvsem siderita, ki grade v nekaterih kaolinitnih zrnih metakristale. Prav malo pa je idiomorfni apatitovih in cirkonovih zrn z ravnimi robovi.



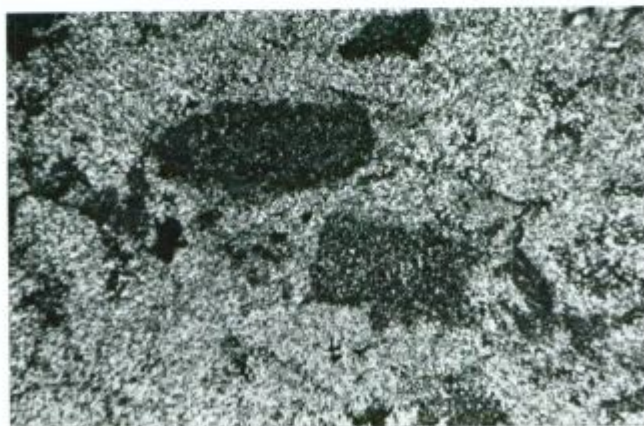
Sl. 22. Kaolinizirana zrna glinencev (belo) v kaolinitno-karbonatnem vezivu (sivo). Drobna črna zrnca so pirit. Pri slepem jašku št. 16., II. obzorje, vzorec 4. Presevna polarizirana svetloba, povečava 30 ×

Abb. 22. Kaolinisierte Feldspatkörner (weiss) im kaolinitisch-karbonatischen Bindemittel (grau). Winzige schwarze Körner sind Pyrit. Beim Blindschacht No. 16., II. Sohle, Probe 4. Dünnschliff, Nicols —, Vergrößerung 30 ×

Vsi različni kaolinitne usedline s psamitsko strukturo vsebujejo tudi zrna spremenjenih magmatskih kamenin, ki merijo zvečine 200 mikronov do 1 mm. Nekatera zrna kažejo še vedno razločno nekdanjo porfirsko, zelo redko tudi intersertalno strukturo. To pa zategadelj, ker so bili vtrošniki glinencev kaolinizirani, osnova pa bodisi silificirana, ali pa tudi nekoliko kaolinizirana. Kaolinit tvori vselej zelo drobna zrnca s premeri 1 do 15 mikronov. Velikost kremenovih zrn, ki so izometrična in se zobčasto zraščajo, pa se spreminja od 10 do 200 mikronov. Pri tem so v istem zrnju spremenjene predornine zrnca kremenena enako velika. Poleg kremenena in kaolinita vsebujejo ta zrna tudi pirit; zvečine tvori preseke po kocki, ki merijo navadno manj kakor 50 mikronov. Redka so zelo drobna zrnca rutila. Karbonatna zrna sestojijo iz enakomerno velikih zrn dolomita, ki imajo povečini nepravilne preseke. Vsebujejo še kremen, kalcedon, kaolinit in pirit.

V vezivu prevladuje ponekod kaolinit (kaolinitno vezivo), ki se mu drugod pridružuje kremen (kremenovo-kaolinitno vezivo, sl. 23), ali pa karbonat (kaolinitno-karbonatno vezivo). Najbolj pogosto sta kaolinit in kremen v približno enakih količinah, precej manj pa je karbonata. Kaolinit je kripto- in mikrokristalen, kremen pa mikrokristalen. Med temi tremi komponentami so sorazmerno največja zrnca karbonata; gre v glavnem za zrnca siderita, ki merijo 10 do 150 mikronov. Tu in tam imajo ta zrnca pravilne preseke. Nekatera sideritna zrnca so zrastle tako, da leže delno v vezivu, delno pa v kaolinitnem zrnju.

Vezivo vsebuje tudi nekaj pirita. Zanj so značilni kvadratni, pravokotni in trikotni preseki. Piritna zrna s premeri 5 do 100 mikronov leže v vezivu posamično, ali pa se združujejo v majhna nepravilna gnezda. Večkrat obdajajo kaolinitna in posebno litoidna zrna. Preseki nekaterih neprozornih zrn govore za prisotnost markazita. V zelo majhnih količinah sta prisotna v vezivu tudi apatit in cirkon; našli smo ju skoraj v vsakem zbrusku. Oba sta praviloma idiomorfna. Cirkonova zrnca dosežejo velikost 80, apatitova pa 200 mikronov. V vezivu nekaterih vzorcev smo našli tudi nekoliko večje kremenove drobce z ostrimi robovi



Sl. 23. Kaolinitna zrna v kremenovo-kaolinitnem vezivu. Pri slepem jašku št. 16, II. obzorje, vzorec 10. Presevna polarizirana svetloba, povečava 30 ×

Abb. 23. Kaolinitkörner im quarzig-kaolinitischen Bindemittel. Beim Blindschicht No. 16, II. Sohle, Probe 10. Dünnschiff, Nicols —, Vergrößerung 30 ×

in pravo potemnitvijo; zelo verjetno gre za kremen magmatskega izvora. Struktura veziva je drobnozrnata, ponekod razločno psevdofluidalna. Svetlo in temno rjava barva izvira od drobnorazpršenih organskih spojin, ki tvorijo tu in tam tudi majhna amebasta polja.

Dokaj značilen primer kaolinčne usedline s psamitsko strukturo predstavlja vzorec z II. obzorja pri slepem jašku št. 16. Po kemični analizi (tabela 1) vsebuje ta vzorec 71,5 % SiO_2 , 18,2 % Al_2O_3 in 5,85 % H_2O^+ . Tem trem sestavinam pripada torej 95,55 %, vsem ostalim pa 4,74 %. Račun je pokazal, da vsebuje ta kamenina okrog 46 % kaolinita, nekaj manj kakor 50 % kremenca, 1,33 % pirita (neka je verjetno tudi markazita), 0,66 % rutila, približno 0,5 % karbonatov in 0,35 % apatita, medtem ko pripada ostalim mineralom okrog 1,5 %.

Nekateri različki vsebujejo številne kaolinčne žilice, ki merijo po več cm, široke pa so 10 do 300 mikronov. Ločili smo starejše in mlajše žilice. Starejše sestojijo iz kaolinita, ki ima povečini vlaknata zrnca. Starejše žilice so premaknjene ob mlajših, ki vsebujejo drobnozrnat kaolin; njegova zrnca so izometrična, preseki pa dosežejo kvečjemu 20 mikronov. V vzorcih z več kremenca smo našli kaolinčno-kremenove in celo kremenove žilice z malo karbonatov. Kaolin, kremen in karbonati so kristalizirali v tankih razpokah, ki so nastale pri premikih teh skladov.

c) *Kaolinčna usedlina s pelitsko strukturo.* Med kaolinčnimi usedlinami je ta različek najredkejši. Našli smo ga le na II. obzorju pri slepem jašku št. 16. in na III. obzorju za slepim jaškom št. 8. Gre za zelo drobnozrnatno jedro kamenino s slabo izraženo plastovitostjo. V presevani svetlobi se vidi, da sestoji ta usedlina v glavnem iz mikro- in kriptokristalnega kaolinita. V njem smo našli ponekod leče slabo anizotropnega gela, drugod pa leče enako velikih kaolinčnih zrn s premeri 10 do 20 mikronov. Za to kamenino so značilna tudi številna kaolinčna zrnca s pravokotnimi in črvičastimi preseki, ki leže v temno rjavi in črni skoraj neprozorni organski snovi. V vzorcu s III. obzorja je tudi precej sericita.

V manjši količini smo našli še druge minerale. Sorazmerno največ je neprozornih zrn s kvadratnimi, pravokotnimi in paličastimi preseki. Gre za zrnca pirita ter zrnca, ki so pripadala prvotno markazitu, a so bila kasneje spremenjena v pirit. Manj pogostna so zrnca kremenca in siderita. Ta merijo navadno 10 do 40 mikronov in imajo ponekod deloma pravilne preseke.

Redki pa so drobci apatita z ostrimi robovi in drobci dvojčičnih plagioklazov, ki so posebno zanimivi.

Kaolinčna usedlina s pelitsko strukturo vsebuje nadalje tudi dve vrsti litoidnih zrn. Bolj pogostna so dolomitna zrna s premeri do 3,5 mm, ki sestojijo iz drobnih ksenomorfnih zrn, obrobjenih z nekoliko večjimi izometričnimi zrci. Drugi vrsti pripadajo zrna silificirane predornine, ki vsebujejo poleg kremenca tudi neka kaolinita, klorita in rutila.

2. Meljevec in peščeni meljevec

Značilni kamenini langobardskih bazalnih usedlin sta nadalje meljevec in peščeni meljevec. Obe sta temno sivi in zelo drobnozrnat, zato ju na oko ne moremo ločiti. Pod mikroskopom smo se prepričali, da sestoji meljevec s 3. etaže rudnega telesa Gugler na II. obzorju predvsem iz zrnca kremenca, kaolinita, sericita in muskovita. Precej manj je karbonatov in pirita, zelo malo pa zrnca apatita.

Sestavo dopolnjujejo zrna drobnozrnatega peščenjaka in kaolinitna zrna, katerim pripada skupno največ 10 % opazovane površine.

Najbolj pogostni sestavini sta kremen in kaolinit. Kremenova zrnca merijo povečini 5 do 35 mikronov, le redko pa 100 do 400 mikronov. Le-ta so povsem prozorna, pravilno potemnjujejo in so delno hipidiomorfná, zato sodimo, da gre za drobce večjih kremenovih kristalčkov magmatskega izvora. Kaolinitna zrnca dosežejo komaj 10 mikronov. Intenzivno se zraščajo tako s kremenom kakor tudi s sericitom (morda gre delno za illit?). Lističi muskovita merijo nekaj 10 mikronov in so v glavnem vzporedni med seboj. Tudi karbonati so zelo drobnozrnati, zato jih nismo uspeli nadrobneje ločiti. Piritna zrnca merijo okrog 40 mikronov, imajo pravilne preseke in so dokaj enakomerno razvrščena. Apatit je rahlo zaobljen in kaže značilen relief.

Maloštevilna zrna drobnozrnatega peščenjaka sestojé iz kremenovih zrn in kaolinitno-sericitnega veziva. Kaolinitna zrna pa imajo nepravilne in nekoliko deformirane eliptične preseke ter dosežejo velikost 1 mm. Sestojé izključno iz mikrokristalnega kaolinita.

Meljevec je zaradi prisotnosti organskih snovi v presevani svetlobi nekoliko rjav; navadno ni plastovit. Čeprav vsebuje precej kaolinita, je jeder in sorazmerno trd; posamezne plasti in pole se lepo odražajo, kadar leže v kaolinitnih usedlinah (tabla 1). Ker so bile le-te pri tektonskih premikih dokaj plastične, so se hkrati z njimi deformirale tudi plasti in pole meljevca.

Zanimive podatke je dala raziskava peščenega meljevca z II. obzorja pri slepcem jašku št. 16. Razmerje med osnovo in litoidnimi zrni je približno 3:1. Peščeni meljevec ima zelo podobno sestavo kakor različek, ki smo ga pravkar popisali. Razlika je v tem, da je razmerje med posameznimi komponentami drugačno in da vsebuje tudi drobce slabo conarnih plagioklazov ter posamezna zrna turmalina. Med litoidnimi zrni so najbolj pogostna zrna meljevca. Med njimi prevladujejo zrna, ki imajo zelo podobno mineralno sestavo in zrnavost kakor osnova. Razlikujejo se le v tem, da je v njih razmerje med kremenom in minerali glin nekoliko drugačno in da vsebujejo več ali manj organskih snovi; zato so v presevani svetlobi nekoliko temnejša ali svetlejša od osnove. Ta zrna merijo navadno 200 do 400 mikronov, dosežejo pa celo 2,3 mm. Druga zrna meljevca sestojé v glavnem iz kremenovih zrn, ki merijo zvečine 30 do 60 mikronov, ter le v manjši meri iz mineralov glin in neprozornih mineralov. Ta dosežejo velikost 1,8 mm. Zelo podobno sestavo imajo zrna drobnozrnatega peščenjaka, velika 600 mikronov. Grade jih poprečno 90 mikronov velika zrnca kremená. Vezivo vsebuje minerale glin, muskovit in neprozorne minerale.

Premier kaolinitnih zrn doseže 500 mikronov. Ta zrna so navadno sploščena po plastovitosti, le nekatera imajo eliptični presek. Sestojé izključno iz zrn kaolinita, velikih 1 do 15 mikronov.

3. Dolomitni konglomerat in peščenjak

Na številnih krajih smo našli v kaolinitnih usedlinah tik nad diskordanco prodnike in nezaobljene kose anizičnega dolomita, ki so ponekod dokaj enakomerno razvrščeni, v glavnem pa se količina dolomitnih prodnikov in kosov proti krovlini povečuje, tako da je prehod v krovninski langobardski konglomerat postopen. V takšnih primerih ima konglomerat v vezivu najprej precej kaolinita in tudi pirita, potem pa njuna količina upada in vedno več je dolomitnega ve-

ziva. Res pa je, da smo našli drugod tudi zelo ostro mejo med bazalnimi usedlinami in krovninskim konglomeratom.

Omeniti moramo nadalje, da vsebujejo kaolinčne usedline številne leče dolomitnega konglomerata, debele nekaj centimetrov do nekaj metrov. Sestojе iz kosov anizičnega dolomita, ki merijo 1,5 do 5 cm. Vezivo je kaolinčno ali dolomitno.

Pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju smo našli tudi lečo dolomitnega peščerjaka. V njej prevladujejo nekoliko motna dolomitna zrna, ki merijo navadno 150 do 400 mikronov. Nekatera sestojе iz zelo drobnih dolomitnih zrn s premeri pod 4 mikrone, v večini pa imajo zrnca premere 20 do 40 mikronov ter so ksenomorfnā, hipidiomorfnā in idiomorfnā. Pogosto so ta zrnca obraščena s prozornimi izometričnimi zrni, ki so dokaj enakomerno velika: gre za avtogene dolomitne robove, ki so nastali v diagenezi. Med dolomitnimi zrni najdemo zrnca kremenā. polja mikro- in kriptokristalnega kaolinita ter drobna, zvečine idiomorfnā zrnca pirita, ki se tu in tam združujejo v majhne nepravilne leče. Kamenino sečejo posamezne dolomitne žilice.

4. Kristalasti tuf

Na II. medobzorju pri slepem jašku Avgust, pa tudi na III. obzorju pri slepem jašku št. 6 so med kaolinčnimi usedlinami plasti, ki so prvotno verjetno pripadale kristalastemu tufu. Pod mikroskopom se vidi, da prevladujejo spremenjeni glinenci in njihovi drobci. Zrna merijo 0,1 do 3 mm. Glinenci so bili predvsem močno kaolinizirani, nekateri tudi karbonatizirani in sericitizirani. Marsikatero spremenjeno zrno pa še vsebuje nepravilne ostanke glinencev. Ti kažejo, da so v kristalastem tufu prevladovali kislī plagioklazi, predvsem oligoklaz, prisoten pa je bil tudi ortoklaz. Tu in tam smo našli ostrorobe drobce kremenā, ki pravilno potemnjujejo. Menimo, da gre za magmatski kremen, ki je bil skupaj z glinenci prinesen v sedimentacijski bazen. V sledovih nastopa tudi cirkon.

Skoraj v vseh različnih smo našli nadalje kaolinčna pšena, ki imajo enako sestavo kakor pšena v kaolinčnih usedlinah s pšenasto strukturo.

Manj pogostna so litoidna zrna. Gre predvsem za zrna silificirane in kaolinizirane predornine, ki tu in tam še kažejo reliktno porfirsko strukturo. Poleg njih so tudi kaolinizirana zrna predornine in zrna, ki vsebujejo nekaj več klorita in v enem primeru smo našli tudi sfen. Skoraj vsa zrna spremenjene predornine so impregnirana s piritom.

Vezivo sestoji predvsem iz mikrokristalnega kaolinita in prav tako mikrokristalnega kremenā. V nekaterih različnih je nekaj več karbonatov, v drugih sericita, vselej pa vsebuje vezivo tudi pirit. Gre za pravilno razvite samostojne kristalčke, ki tvorijo nepravilne leče, ali pa obrobļajo zrna glinencev in litoidna zrna. Posamezna zrna pirita so delno spremenjena v železove hidrokside. Vezivo vsebuje tudi malo montmorillonita in illita.

5. Drobniak

Kaolinčni skladi Idrije vsebujejo ponekod temno sivo usedlino z značilno psamitsko strukturo, ki se že na oko razlikuje od drugih kamenin. Gre za drobniak, ki sestoji iz zrn kremenā, kaolinita, meljevca in kvarcita v drobnozrnatī

osnovi. Vezivo tvorijo karbonati in neprozorni minerali. Razmerje med zrnji ter osnovo in vezivom je približno 3:1.

Med zrnji prevladujejo kremenova, ki dosežejo sicer velikost 600 mikronov, toda merijo navadno 200 do 400 mikronov. Monokristalna kremenova zrna potemnjujejo valovito in pravilno ter so podolgovata, kažejo pa tudi bolj ali manj izometrične preseke; nekatera so lepo zaobljena. Zrna s pravilno potemnitvijo so magmatskega izvora. Polikristalna kremenova zrna sestojijo navadno iz 2 do 6 zrn, ki zvečinoma nekoliko valovito potemnjujejo. Zelo verjetno gre za zrna žilnega kremenca.

Po količini sledijo kaolinitna zrna, ki merijo povečini 100 do 350 mikronov. Nekatera sestojijo le iz mikro- in kriptokristalnega kaolinita, druga pa vsebujejo tudi nekaj dobnih zrn kremenca in pirita; tu in tam zasledimo kaolinitna zrna s črvičastim presekom. Kaolinitna zrna imajo sicer tu in tam izometrične in celo okrogle preseke, zvečinoma pa so sploščena in celo močno deformirana, tako da jih je večkrat težko ločiti od osnove.

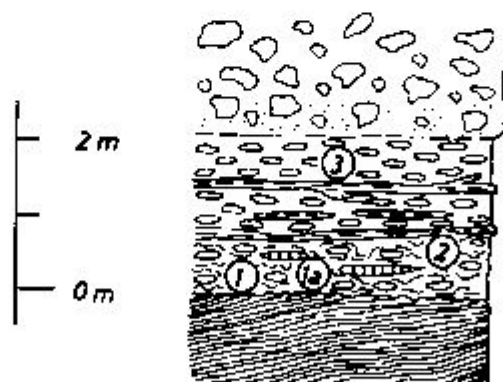
Zrna meljevca vsebujejo kremen, minerale glin in sericit ter malo neprozornih mineralov. V kvarcitnih zrnih smo našli le zrnca kremenca, ki se zobčasto zraščajo in valovito potemnjujejo.

Osnova sestoji iz mineralov glin, kremenca in sericita ter iz posameznih zrn cirkona. V diagenizi so nastali v osnovi karbonati in pirit.

Po mineralni sestavi sklepamo, da je material drobnika prišel iz permjskih in permokarbonskih skladov, ki jih je dvignila srednjetriadna tektonika na površje. Prisotnost zrn magmatskega kremenca in predvsem kaolinitnih zrn pa pove, da je prinašala erozija v sedimentacijski bazen tudi delce langobardskih kamenin.

Značilni preseki langobardskih kaolinitnih usedlin

Kaolinitne usedline imajo pestro sestavo in različne strukture. To dokazuje, da so nastale pri različnih pogojih. Toda preden bomo razpravljali o njihovem



Sl. 24. Litološki presek kaolinitnih usedlin na 7. etaži rudnega telesa Hangend, nad VII. obzorjem

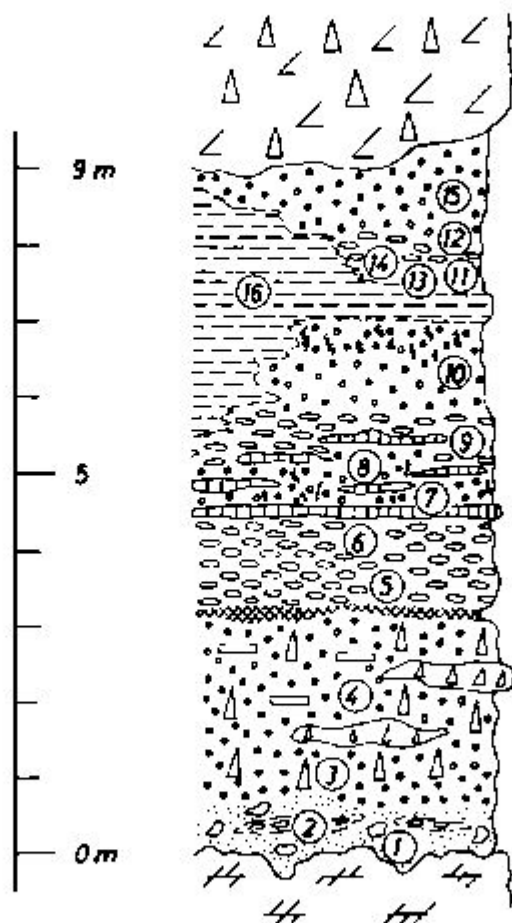
Abb. 24. Lithologisches Profil der Tongesteine auf der 7. Etage des Erzkörpers Hangend, über der VII. Sohle

1, 1a, 2 in 3 pčnasta kaolinitna usedlina
1, 1a, 2 und 3 Graupentonstein

nastanku, nas zanima, kakšno je njihovo litološko zaporedje. V ta namen bomo prikazali tri različne preseke, ki smo jih natančno preučili. Gre za presek na 7. etaži v rudnem telesu Hangend nad VII. obzorju, pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju in pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju.

V rudnem telesu Hangend nad VII. obzorjem leže kaolin:itne usedline na permokarbonskih plasteh. Loči jih srednjetriadna erozijska diskordanca. Skupna debelina kaolin:itnih usedlin je v tem profilu komaj 2 m (sl. 24).

Neposredno na permokarbonskem skrjavcu in meljevcu se nahaja debelo-zrnata kaolin:itna usedlina s pšenasto strukturo. Ponekod vsebuje ta kamenina



Sl. 25. Litološki presek kaolin:itnih usedlin pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju
 Abb. 25. Lithologisches Profil der Tongesteine beim Blindschacht No. 16, II. Sohle
 1 pelitska kaolin:itna usedlina, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12 in 15 psammitska kaolin:itna usedlina, 5, 6, 9, 11, 13
 in 14 pšenasta kaolin:itna usedlina, 16 peščeni meljevce
 1 Tonstein mit pelitischer Struktur, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12 und 15 Tonstein mit psammitischer
 Struktur, 5, 6, 9, 11, 13 und 14 Graupertonstein, 16 sandiger Siltstein

skoraj 50% izotropne osnove s psevdofluidalno strukturo, v kateri leže do 3 mm velika kaolinitna pšena (vzorec 1). V podobni kamenini prevladujejo drugod kaolinitna pšena nad izotropno osnovo (vzorec 1a): enaka kamenina leži nekoliko više v preseku (vzorec 2) in v njegovem srednjem delu.

V zgornjem delu skladav vsebuje kaolinitna usedlina pšena, velika do 10 mm (vzorec 3). Pšenom pripada približno 95% opazovane površine. Organska snov je številna pšena svetlo rjavo obarvala (sl. 4). Ta vzorec predstavlja najbolj značilni primer kaolinitne usedline s pšenasto strukturo in smo ga zato tudi kemično analizirali (tabela 1.).

V spodnjem delu preseka vsebujejo kaolinitne usedline manjše leče piritu, v srednjem delu pa pole in plasti črnega meljevca. Prekriva jih sivi dolomitni konglomerat, ki ima v spodnjem delu v glavnem kaolinitno vezivo.

Zelo zanimiv je nadalje profil pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju, kjer leže kaolinitne usedline na antižnem dolomitu in so debela približno 9 m (sl. 25).

Nad srednjetriadno erozijsko diskordanco sledi najprej kaolinitna usedlina s pelitsko strukturo (vzorec 1), ki vsebuje posamezne dolomitske prodnike. Kaolinit je mikrokristalen in kriptokristalen, ponekod je kamenina le rahlo anizotropna, kar dokazuje, da sestoji iz gela. Posamezne pole vsebujejo različne količine organske snovi, zato imajo pasovito teksturo. V tej kamenini so manjše leče kaolinitne usedline s psamitsko strukturo (vzorec 2). Njihova zrna imajo nepravilne preseke ter sestojijo v glavnem iz kripo- in mikrokristalnega kaolinita. Zelo drobnozrnati kaolinit prevladuje tudi v vezivu, ki ga je obarvala organska snov svetlo rjavo.

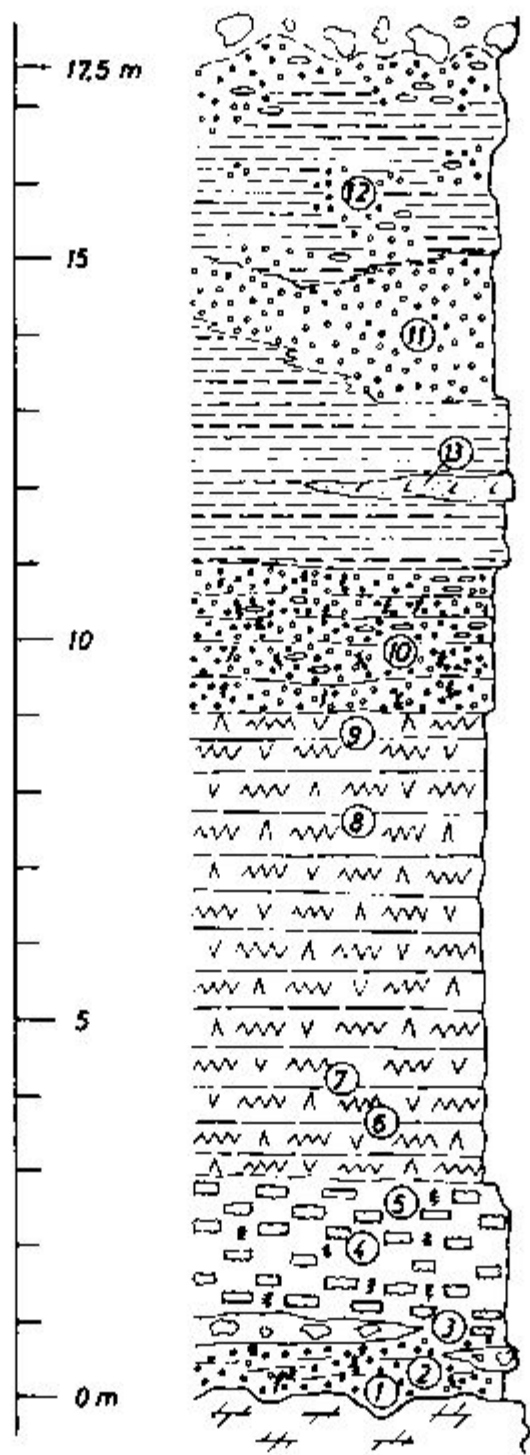
V profilu sledi siva kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo. Zrna kaolinita imajo najprej povečini nepravilne preseke s premeri 500 do 800 mikronov in so dokaj enako velika (vzorec 3). Prekriva jo različek (vzorec 4), katerega zrna merijo 100 do 800 mikronov in imajo pravilne preseke, ki dokazujejo, da gre za kaolinizirane glinence (sl. 22). Vezivo sestoji v obeh primerih v glavnem iz mikrokristalnega kaolinita in kremenca. Oba različka vsebujeta nezaobljene kose svetlo sivlega dolomita, poleg tega pa še nekoliko večje leče dolomitne breče. Kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo prekriva plast antracita debela do 10 cm.

V srednjem delu preseka je približno 1,5 m debela plast srednjezrnate kaolinitne usedline s pšenasto strukturo. Pšena merijo najprej 0,3 do 1 mm (vzorec 5. sl. 5), nato pa so nekoliko manjša. V vezivu prevladujeta mikrokristalni kaolinit in kremen. Ponekod je veziva le malo, drugod pa prevladuje (vzorec 6, sl. 11). Sledi najprej približno 4 cm debela lečasta piritna plast, ki vsebuje tudi nekaj kaolinita, nato pa kaolinitna usedlina s psamitsko strukturo (vzorec 7 in 8): kaolinitna zrna merijo navadno 150 do 450 mikronov. Vezivo vsebuje poleg kaolinita tudi precej kremenca in je zaradi drobno razpršene organske snovi svetlo rjavo. Omenili moramo tudi piritne pole in leče.

Sl. 26. Litološki presek kaolinitnih usedlin pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju
Abb. 26. Lithologisches Profil der Tongesteine beim Blindschacht Avgust, II. Zwischenschöble

1, 2, 10, 11 in 12 psamitska kaolinitna usedlina, 3, 4 in 5 pelitska kaolinitna usedlina, 6, 7, 8 in 9 spremnjeni kristalasti tuf, 13 dolomitni pečnjak

1, 2, 10, 11 und 12 Tonstein mit psamitischer Struktur, 3, 4 und 5 Tonstein mit pelitischer Struktur, 6, 7, 8 und 9 umgewandelter Kristalltuff, 13 Dolomitsandstein



Prehod v kaolinčno usedlino s pšenasto strukturo (vzorec 9) je zvezen. Pšena merijo povečini 0,5 do 2 mm ter sestojijo iz kriptokristalnega kaolinčita. V vezivu prevladujeta mikrokrystalni kaolinčit in kremen. Tudi ta kamenina vsebuje v spodnjem delu pole pirita. V zgornjem delu prehaja usedlina s pšenasto strukturo v peščeni meljevca (vzorec 16) in v kaolinčno usedlino s psamitsko strukturo (vzorec 10). Slednja sestoji iz kaolinčnih zrn z nepravilnimi preseki; vmes so tudi zrna s preseki, ki dokazujejo, da gre za psevdomorfozo kaolinčita po glinencih. Premeri zrn se gibljejo zvečine od 200 do 800 mikronov.

V vezivu je največ mikrokrystalnega kremena in kaolinčita. Lateralno in vertikalno prehaja tudi ta kamenina v peščeni meljevca (vzorec 16), ki sestoji večiidel iz zrn kremena in kaolinčita, vsebuje pa tudi litoidna zrna, velika 2,3 mm. Največ je zrn meljevca podobne sestave kot osnova, v kateri leže. Poleg njih so zrna meljevca z nekoliko večjimi kremenovimi zrni ter zrna drobnozrnatega peščenjaka in kaolinčita. Debelina teh usedlin je zelo neenakomerna; pri slepem jašku št. 16 se giblje od 0,4 m do 3 m.

Zgornji del profila se prične z debelozrnato kaolinčno usedlino pšenaste strukture. Kriptokristalna in mikrokrystalna kaolinčna pšena merijo sprva 0,3 do 2,5 mm (vzorec 11 in 13), nato pa dosežejo poprečno velikost 4 mm (vzorec 14). Vezivo vsebuje predvsem mikrokrystalni kaolinčit, v katerem nahajamo tudi precej mikrokrystalnega kremena (vzorec 11 in 13) in karbonatov (vzorec 14). V vezivu je vselej prisotna tudi organska snov.

Najmlajša kaolinčna tvorba v tem profilu je debelozrnata kaolinčna usedlina s psamitsko strukturo (vzorec 12). Med zrni prevladujejo kaolinčitova, ki imajo nepravilne preseke. Leže v svetlo rjavem vezivu, ki sestoji iz kriptokristalnega kaolinčita in mikrokrystalnega kremena. Ta plast vsebuje leče srednjezrnate kaolinčne usedline s psamitsko strukturo (vzorec 15). Kaolinčna zrna imajo nepravilne, deloma tudi pšenaste preseke; v vezivu prevladujejo mikrokrystalna zrnca kremena. V krovnini kaolinčnih usedlin leži tudi tu svetlo siva dolomitna breča.

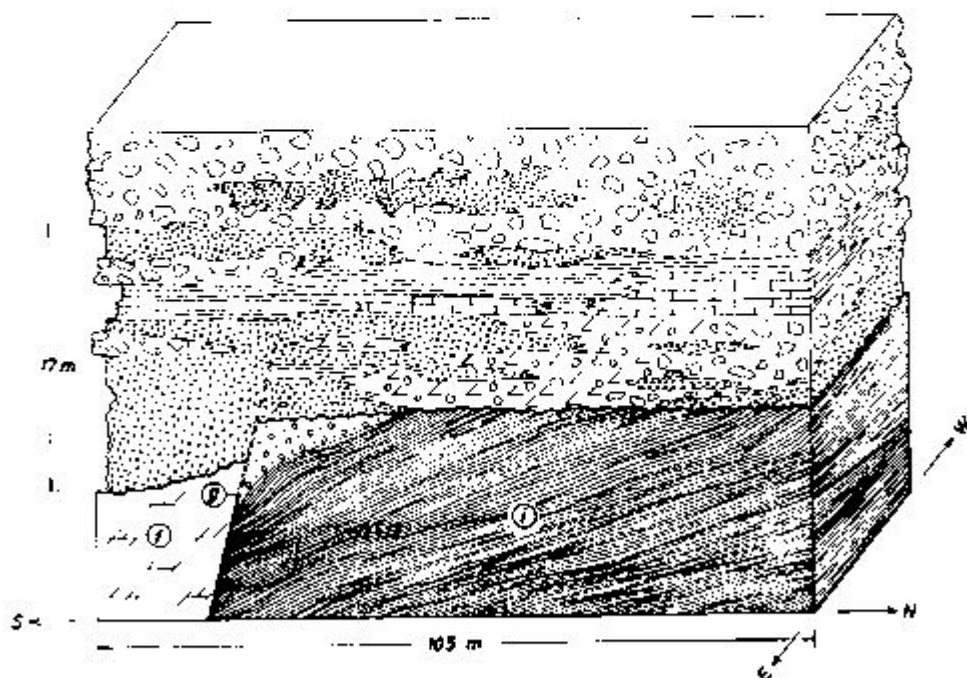
Največjo debelino, skupno 17,5 m, dosežejo langobardske kaolinčne usedline pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju (sl. 26). Anizični dolomit prekriva tod kaolinčna usedlina s psamitsko strukturo (vzorca 1 in 2). Kaolinčna zrna sestojijo v glavnem iz mikrokrystalnega kaolinčita in merijo 0,1 do 1 mm, razvrščena pa so vzporedno s plastovitostjo. Vezivo je kaolinčno-kremenovo in le rahlo obarvano z organsko snovjo, ki je ponekod skoncentrirana v nepravilnih amebastih krpah. Ta kamenina prehaja postopoma v kaolinčno usedlino s psefitsko strukturo (vzorci 3, 4 in 5). Kaolinčna zrna dosežejo tu velikost 5 mm in imajo nepravilne preseke ter vsebujejo poleg kriptokristalnega kaolinčita tudi kremen, klorit, karbonate, pirit ter drobno razpršeno organsko snov. Druga sestojijo le iz kriptokristalnega kaolinčita ter imajo bolj ali manj eliptične preseke. Prisotna so tudi zrna kaolinčiranih glinencov (predvsem v vzorcu 5). Vezivo je kaolinčno-kremenovo in vsebuje pogosto drobno razpršeno organsko snov. V spodnjem delu teh usedlin smo našli več leč dolomitnega konglomerata.

V litološkem zaporedju sledi skoraj 8 m usedlin, ki so bile prvotno brez dvoma tuf (vzorci 6, 7, 8 in 9). Nekateri vzorci vsebujejo namreč številna lepo ohranjena zrna kislih in srednje kislih plagioklazov ter ortoklaza, velika 3 mm; vmes smo našli tudi drobna zrnca kremena magmatskega izvora (vzorec 7 in 9). V drugih različkih so glinenci močno kaolinčirani, karbonatizirani in sericitizira-

ni, vendar smo še opazili njihove ostanke (vzorec 6). Le v enem primeru (vzorec 8) so glinenci povsem spremenjeni, navzlic temu pa so njihovi prvotni preseki še lepo vidni. Vselej so prisotna tudi zrna spremenjene predornine. Ponekod prevladuje v vezivu mikrokristalni kaolin, ki se mu pridružujeta predvsem drobnozrnat kremen in sericit, drugod pa sestoji vezivo v glavnem iz kremenca in sericita.

V srednjem delu preseka smo našli plasti kaolinčne usedline s klastično strukturo (vzorec 10). V kript- in mikrokristalnem vezivu leče nepravilna zrna komaj anizotropnega kaolinca s premeri pod 1 mm, ki so prepojena z organsko snovjo ter vsebujejo tudi nekaj mikrokristalnega kremenca in drobna zrnca pirita. Poleg tega smo opazili tudi kaolinčna pšena in psevdomorfoze kaolinca po glinencih. Meja teh skladov s krovninskim meljevcem je povsem razločna. V meljevcu smo našli plast dolomitnega peščenjaka (vzorec 13).

V zgornjem delu preseka prevladuje kaolinčna usedlina s klastično strukturo. Kaolinčna zrna dosežejo velikost 0,3 mm (vzorec 11), oziroma 1 mm (vzorec 12). Nekatera imajo nepravilne preseke ter vsebujejo v glavnem kript- in mikrokristalni kaolin (npr. vzorec 12). Druga predstavljajo psevdomorfozo kaolinca po glinencih, tu in tam pa smo našli tudi kaolinčna zrna s pšenastim presekom. V vezivu prevladuje mikrokristalni kaolin, ki ga spremljajo zrnca kremenca



Sl. 27. Lega in litološko zaporedje bazalnih langobardskih plasti v rudnem telesu Brus nad II. medobzorjem

Abb. 27. Lage und lithologische Entwicklung der basalen langobardischen Schichten im Erzkörper Brus über der II. Zwischensohle

in pirita in v manjši meri tudi sericita. Stik teh usedlin s krovninskim dolomitnim konglomeratom je lepo viden.

S kartiranjem in petrografsko raziskavo smo torej ugotovili, da sestoji lito-loško zaporedje langobardskih kaolinitnih usedlin v rudnem telesu Hangend na VII. obzorju, pri slepem jašku št. 16. na II. obzorju ter pri slepem jašku August na II. medobzorju predvsem iz kaolinitnih usedlin. V rudnem telesu Hangend na VII. obzorju so razvite le kaolinitne usedline s pšenasto strukturo, ki vsebujejo leče pirita ter pole in plasti meljevca. Pri slepem jašku št. 16 na II. obzorju pripada kaolinitnim usedlinam s pšenasto strukturo srednji del preseka, v spodnjem in zgornjem delu pa leče kaolinitne usedline s klastično strukturo. Za ta presek so značilne leče in pole pirita, plast antracita ter meljavec v njegovem zgornjem delu. Pri slepem jašku Avgust na II. medobzorju prevladujejo kaolinitne usedline s klastično strukturo. Vendar pripada skoraj tretjina preseka kaoliniziranemu, karbonatiziranemu in sericitiziranemu kristalastemu tufu, ki še vsebuje številne ostanke plagioklazov in ortoklaza. V zgornjem delu preseka pa smo našli tudi plasti meljevca.

Vse našete primere prehodov med kaolinitnimi usedlinami in ostalimi langobardskimi sedimenti ter zapletene prostorske odnose med njimi smo trodimenzionalno opazovali v rudnem telesu Brus in jih prikazali na sliki 27.

Nastanek langobardskih kaolinitnih usedlin

Iz raziskave treh profilov sledi, da je lito-loško zaporedje kaolinitnih usedlin v različnih delih idrijskega rudišča različno. Značilno pa je, da prevladujejo te usedline v vseh profilih, ki smo jih preučili. Podobne kaolinitne usedline so našli tudi v premogovnikih pod premogom ter med plastmi premoga in tudi nad njimi. Najbolj znane in tudi najbolj nadrobno so popisane tovrstne usedline v posarskem, porurskem in vestfalskem revirju. Posamezne kaolinitne plasti so navadno debele le nekaj deset centimetrov, vendar zavzemajo površino več kot 10 km² in celo več 100 km² ter predstavljajo pogosto vodilne stratigrafske horizonte (Füchtbauer in Müller, 1970). Po petrografskih značilnostih ločijo štiri skupine usedlin:

1. Kristalaste kaolinitne usedline sestojijo iz stebričastih, črvičastih in ploščastih kaolinitnih kristalov, ki leže v organskem, redkeje glinastem vezivu.

2. Pšenaste kaolinitne usedline sestojijo iz kaolinitnih pšen in organskega veziva.

3. Goste kaolinitne usedline vsebujejo submikroskopska zrnca kaolinita.

4. Pseudomorfnе kaolinitne usedline sestojijo iz drobcev glinencev ter kaolinitovih pseudomorfov po glinencih in sljudah v kaolinitni osnovi.

Za nastanek prvih treh različkov je več razlag:

Stutzer (1931), Petrascheck (1951), Stach (1950), Stoffler (1963), Füchtbauer, Müller (1970) in mnogi drugi menijo, da je bil piroklastični material, predvsem tuf kremenovega porfirja, na ta ali oni način prinesen v močvirje in tam spremenjen v kaolinit.

Drugi raziskovalci, med njimi Schüller (1951), Teichmüller, Meyer in Werner (1952) ter Herbst, Koerner in Stadler (1962) sodijo, da gre za kemični proces, pri katerem nastane kaolinit iz gela, ki vsebuje aluminijev hidroksid in kremenico.

Tretja skupina raziskovalcev, npr. Burger in Stadler (1971) pa sklepa, da so kaolinltne usedline nastale iz močvirskega mulja, ki je vseboval predvsem illit, naplavljen z območij, kjer so preperevale predornine, bogate s sljudami.

Po Führtbauerju in Müllerju (1970) je prva, tako imenovana »tufska teorija« najboljša. Vendar so lahko nastale kaolinltne usedline tudi na druga dva načina. Vprašati se torej moramo, kako so nastale kaolinltne usedline v idrijskem rudišču? Pri odgovoru na to vprašanje moramo upoštevati naslednje:

— V kaolinltnih usedlinah s klastično, predvsem psamitsko strukturo, smo našli številne psevdomorfoze kaolinltne po glincnih in njihovih drobcih. Tudi kaolinltne usedline s pšenasto strukturo vsebujejo takšne psevdomorfoze.

— Med kaolinltnimi usedlinami leže plasti spremenjenega kristalastega tufa; glinenci so močno kaolinltizirani, karbonatizirani in sericitizirani, navzlic temu pa smo našli še ostanke oligoklaza.

— Vse kaolinltne usedline vsebujejo idiomorfna zrna cirkona in apatita z ravnimi robovi.

— V vseh kaolinltnih usedlinah je pogosto razpršena organska snov. Poleg tega najdemo tu in tam tudi antracit.

Če upoštevamo navedene podatke, je najbolj verjetno, da so kaolinltne usedline nastale iz piroklastičnega materiala, ki je bil naplavljen v močvirje in tam spremenjen v kaolinlt. Pri tem bi se lahko oprli na podatke Stöfferja (1963), ki je petrološko, mineraloško in geokemično raziskal kaolinltne usedline v premogovniku Ensdorf v Posarju. Njegova raziskava je namreč pokazala, da se je usedel molitni tuf v stoječo vodo nizkega močvirja. V prisotnosti huminskih kislin je piroklastični material povsem razpadel z izjemo kremenca, cirkona in apatita. Pri tem naj bi nastale raztopine ali geli, iz katerih je »in situ« kristaliziral kaolinlt, odvečna kremenca pa se je izločila kot kremen. Po Stöfferju naj bi bil nastanek različnih vrst kaolinltnih usedlin odvisen od sestave piroklastičnega materiala in stopnje kaolinltizacije. Tam kjer se je odlagalo le vulkansko steklo, naj bi bil med diagenozo nastal pšenasti kaolinlt, drugod, kjer so v piroklastičnem materialu prevladovala zrna glincev, pa pseudomorfní kaolinlt.

Podobno bi mogli razložiti tudi nastanek kaolinltnih usedlin s pšenasto strukturo in deloma tudi nastanek kaolinltnih usedlin s klastično strukturo v idrijskem rudišču. Toda klastična struktura in prav posebno sestava nekaterih zrn govori, da je geneza idrijskih kaolinltnih usedlin bolj zapletena.

Najprej moramo omeniti, da vsebujejo kaolinltne usedline v idrijskem rudišču zaobljena zrna silificirane in kaolinltizirane, deloma tudi karbonatizirane predornine, ki vsebujejo tudi nekaj pirita. Našli smo jih skoraj v vseh zbruskih, čeprav v majhnih količinah. Navadno kažejo reliktno porfirsko, izjemoma tudi reliktno intersertalno strukturo. Pod mikroskopom vidimo zrna, ki po sestavi in strukturi povsem ustrezajo hidrotermalno spremenjeni predornini. Tudi njihove oblike in ostre meje kažejo, da gre za tujke v kaolinltnih usedlinah, podobno kot so tujki tudi zrna dolomita.

Menimo, da gre verjetno res za zrna hidrotermalno spremenjene predornine, ki so bila prenesena v nastajajoče kaolinltne usedline. S tem v zvezi pa se seveda ponuja razlaga, da je del kaolinltne v naših usedlinah v genetski zvezi s spremenjeno magmatsko kamenino. Podobno kot je erozija prinašala njena zrna, je lahko prinašala tudi izpran kaolinlt, ali pa so bile vode relativno obogatene z

aluminijevim oksidom in kremenico ter je v močvirju nastal gel, iz katerega sta nato kristalizirala kaolinit in kremen.

Res je sicer, da na površju Idrije ni tako močno spremenjenih triadnih predornin. Vendar omenja Munda (1953) zelo spremenjeno triadno predornino in tuf med Hrastnikom in Laškim. Spomniti se moramo, da vsebujejo prav bazalni langobardski skladi Idrije ponekod v plagioklazovih zrnih in litoïdnih drobcih cinabarit (Mlakar in Drovenik, 1971). Zapisali smo, da so bila plagioklazova zrna oruđena, preden so se sedimentirala. To pa pomeni, da so hidrotermalne raztopine morale priti v predornino ali tuf, pri čemer so ga utegnile tudi močnejše spremeniti, npr. silificirati in kaolinizirati.

Nadalje moramo omeniti, da najdemo predvsem v kaolinitnih usedlinah s psamitsko strukturo sorazmerno večja kaolinitna zrna nepravilnih oblik. Ta so nastala najbolj verjetno pri dezintegraciji slabo konsolidiranih kaolinitnih usedlin in so bila s podvodnimi plazovi prinesena v nastajajočo, prav tako kaolinitno usedlino. S tem je posredno podan dokaz, da se je dno močvirja, v katerem so nastale omenjene usedline, neenakomerno dvigalo in spuščalo, kar je bila verjetno posledica tektonskih premikov v zvezi z oblikovanjem idrijskega srednje-triadnega tektonskega jarka.

Če vse to upoštevamo, potem je nastanek langobardskih bazalnih usedlin potekal najbolj verjetno takole:

1. V začetku langobardske dobe se je dvignilo območje idrijskega rudišča; zato so prišle anizične, skitske, permske in permokarbonske plasti v območje erozije (prva razvojna faza — Čar, 1975). Pri denudaciji so nastali plitki sedimentacijski bazeni, morda bolj ali manj zaprte lagune, zaraščene z močvirskim rastlinstvom (druga razvojna faza — Čar, 1975). Istočasno je zaživila vulkanska aktivnost. Izlili so se felzitporfir, porfirit, kremenov keratofir in diabaz, pri vulkanskih erupcijah pa je bil izvržen tudi piroklastični material, ki je v močvirju skoraj povsem razpadel. Le cirkon, apatit in drobci magmatskega kremenca se niso spremenili. Menimo, da so del kaolinita, oziroma Al_2O_3 in SiO_2 prinesle v močvirje površinske vode z izdankov silificirane in kaolinizirane predornine. Obenem so te vode prinašale tudi zrna spremenjene predornine ter material, ki je izviral iz starejših, preperelih mezozojskih in paleozojskih usedlin.

2. Iz razkrojenega piroklastičnega materiala ter kremenice in glinice, ki sta bili prineseni s površinskimi vodami, so nastali geli, iz katerih sta kristalizirala kaolinit in kremen. Pri tem so nastala v številnih plasteh okrogla zrna, ki so bila sestavljena skoraj izključno iz kaolinita, ter vezivo, ki je vsebovalo poleg kaolinita tudi kremen in organsko snov. Ker so bili pogoji v posameznih plasteh različni, so bila tudi kaolinitna zrna različno velika. Da sta nastala kaolinit in kremen iz gela, dokazujejo številna pšena in tudi večje leče v kaolinitnih usedlinah, ki še sedaj sestojijo iz izotropnega, ali le rahlo anizotropnega gela.

Zaradi naraščajoče teže krovninskih plasti so se kaolinitna zrna deformirala v sploščene elipsoide. Tako je nastala kaolinitna usedlina s pšenasto strukturo.

Tabla 1. Deformirane pole meljevca (temno rjavo) v kaolinitni usedlini (belo in rumeno zaradi železovih hidroksidov)

Tafel 1. Deformierte Siltsteinlagen (dunkelbraun) im Tonstein (weißlich und gelb, falls mit Eisenhydroxiden überzogen)



V plasteh, kjer se kaolinčna in kremenova zrnca niso ločila, je nastala kaolinčna usedlina s pelitsko strukturo.

Pri premikih v zvezi z magmatsko-tektonsko aktivnostjo so usedline z višjih delov bazenov polzele v nižje. Pri tem so se deloma dezintegrirale in nastale so predvsem kaolinčne usedline s psefito in psamitsko strukturo. Predvsem v slednjih najdemo pogosto tudi psevdomorfoze kaolinča po glinencih in njihovih drobcih, kar dokazuje, da so bili le-ti spremenjeni v močvirju. Težko si namreč zamišljamo, da bi prinesla kaolinčirane glinence v močvirje erozija. Na poti v močvirje bi spremenjeni glinenci zelo verjetno razpadli, ali pa bi bila vsaj njihova zrna lepo zaobljena. Kjer močvirska voda ni vsebovala dovolj huminskih kislin, so bile piroklastične komponente manj spremenjene — to dokazujejo plasti, ki vsebujejo ostanke glinencev.

3. Tuf je vseboval tudi nekaj odstotkov železa. V zgodnji diagenzi je zaradi zmanjšanja pritiska CO_2 v zvezi s fotosintezo močvirskih rastlin prišlo do disociacije HCO_3^- ; ker je bilo prisotno Fe^{2+} , je nastal siderit. Najdemo ga predvsem v vezivu, pa tudi v kaolinčnih zrnih, kjer tvori ksenomorfna in idiomorfna zrna z vključki kaolinča. Nato sta ob prisotnosti H_2S in Fe^{2+} nastala markazit in pirit, ki pogosto obrobujata sideritna zrna. Ta dva minerala najdemo zvečine v vezivu, le izjemoma tudi v kaolinčnih zrnih. Psevdomorfoze piritu po markazitu dokazujejo, da je pirit mlajši. Fairbridge (1967) navaja, da nastaja markazit v sedimentih v kislem in nevtralnem okolju (pH je v splošnem nekoliko manjši od 7), pirit pa v rahlo alkalnem. To nas navaja na sklep, da je kristaliziral pirit šele potem, ko se je koncentracija huminskih kislin in CO_2 v talnih vodah zmanjšala. Pri takšnih pogojih so nastale tudi piritne pole in leče.

4. Medtem ko se je usedal piroklastični material, je prinašala erozija fragmente, oblice, zrna in mulj z izdankov starejših kamenin. Tako so nastale plasti in leče dolomitnega konglomerata in peščenjaka, ki sestojata iz zrn, prodnikov in fragmentov anizičnega in skitskega dolomita ter karbonatnega in kaolinčnega veziva. Tu in tam je iz prinesenega materiala nastal drobnik, sorazmerno največ pa je meljevca, ki ga najdemo predvsem v zgornjem delu kaolinčnih usedlin. Sestavi meljevca in drobnika kaže, da je prinašala erozija v glavnem material permokarbonskih in permških skladov.

5. Močna erozija je na severnem delu severnega praga odstranila najprej tanko plast langobardskih usedlin, nato pa je zajela skitske, anizične in permokarbonske sklade (tretja razvojna faza — Čar, 1975). V sedimentacijski bazen južno od tod, kjer je še vedno nastajal kaolinit, je prinesla prodnike, fragmente in bloke dolomita. Tako se je formiral langobardski konglomerat, v tem obdobju pa so nastale tudi olistostrome (Čar, 1975). Klastični material je padal v kaolinitno-kremenov mulj, zato vsebuje konglomerat v spodnjem delu povečini kaolinitno-kremenove leče tudi v srednjem in celo v zgornjem delu konglomerata. Sklepamo torej, da so vladači v sedimentacijskem bazenu še vedno pogoji, pri katerih so razpadale piroklastične kamenine. Močvirsko okolje dokazujejo tudi rastlinski ostanki, ki smo jih našli v eni izmed kaolinčnih leč.

6. Pri tektonskih premikih med alpsko gorotvorno fazo so kaolinčne usedline razpokale. Nastale so predvsem kaolinčne, ponekod tudi kaolinitno-kremenove, kremenove in karbonatne žilice; kaolinit je kristaliziral tudi ob številnih piritnih

zrnih. Vse te žilice torej niso v nobeni zvezi z živosrebrovim orudenjem, temveč so nastale tako, da so porne vode prinašale snovi iz kamenin v razpoke.

Prikaz obravnavanih langobardskih bazalnih usedlin pa ne bi bil popoln, če ne bi omenili velikih nezaobljenih kosov kaolinitnih usedlin v olistostromi, ki zapolnjuje najgloblje dele idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka. To nenavadno lego kosov kaolinitnih usedlin smo lahko razložili šele po natančnem pregledu starosti ostalih komponent olistostrome in razmer na nekdanjem severnem pragu (Čar, 1975).

Do močnega »srednjetriadnega« preloma Auersperg se debelina in litološka sestava spodnjih horizontov langobardskih plasti ne spreminjata. Na drugi strani preloma pa so v južnem bloku na II. medobzorju in Prontom profili langobardskih plasti močno reducirani. Skoraj v vsem tem delu jame leže neposredno nad diskordanco konglomerat ali različni deli sklonca plasti. Kaolinitne usedline se pojavljajo le tu in tam v manjših lečah.

Po doslej znanih fazah kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka (Placer in Čar, 1975; Čar, 1975) sklepamo, da so to erozijski ostanki nekdanj sklenjenega horizonta bazalnih langobardskih usedlin.

In končno bi sklepi o izvoru kaolinitnih usedlin v idrijskem rudišču mogli prispevati tudi k razlagi nastanka »bele gline«, ki jo po podatkih J. Škerlja in njegovih sodelavcev (1975) pridobivajo v premogovniku Kuda jama pri Laškem. Dopuščamo možnost, da je nastala tudi ta glina v močvirskem okolju iz piroklastičnega materiala, podobno kot so nastale kaolinitne usedline v idrijskem rudišču in v veliko večjih količinah npr. v posarskih premogovnikih. Na to možnost kaže še prav posebno prisotnost siderita v njej.

Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte

Matija Drovnik in Dragica Strmole

Institut za geologijo FNT, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 20

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

Die Tongesteine sind charakteristische basale Langobard-Sedimente, welche bei der Aufgliederung der Langobard-Schichtenfolge einen wichtigen Korrelationshorizont darstellen. Sie bestehen hauptsächlich aus Kaolinit und Quarz, oft sind Pyrit und Siderit anwesend, in kleineren Mengen sind auch einige andere Minerale vertreten. Die Struktur ist graupenartig und klastisch. Die Tongesteine sind in Mooren entstanden, besonders durch Zerfall pyroklastischen Materiales saurer Gesteine, welches bei mitteltriassischen vulkanischen Eruptionen ausgeworfen wurde. Sie wechseln mit Einschlüssen, Lagen und Schichten von Siltstein, und sandigem Siltstein, dolomitischem Konglomerat und Sandstein, umgewandeltem Kristalltuff und Grauwacke, enthalten aber auch Linsen und Lagen von Pyrit und Anthrazit. Charakteristisch ist, dass Tonsteinlinsen auch im hangenden Langobardkonglomerate gefunden werden.

Kaolinitic rocks are characteristic Langobardian sediments, and represent an important correlation level in the sequence of Langobardian beds. They consist mainly of kaolinite and quartz, often pyrite and siderite are present, in smaller quantities also some other minerals can be found. Millet-seed and clastic texture have been observed. Kaolinite rocks, originated in swamps, specially following the disintegration of pyroclastic materials of acid rocks, that had been ejected during the Middle Triassic volcanic eruptions. There occur alternations of intercalations, sheets and layers of siltstone, sandy siltstone, dolomite-conglomerate and sandstone, altered crystalline tuff and graywacke; they contain also lenses and sheets of pyrite and anthracite as well. Characteristical are kaolinitic rocks also in the overlying Langobardian conglomerate.

Einleitung

Das lithologische Säulenprofil der Sedimente der Idrija Lagerstätte ist sehr heterogen. Während die permokarbonischen Schichten überwiegend aus klastischen Sedimentgesteinen bestehen, herrschen zwischen den triassischen Schichten Karbonatgesteine vor, welche stellenweise in mergelige und sandsteinartige Varietäten, sowie in Siltstein, Schiefer und Sandsteine übergehen. Die grösste Heterogenität zeigen die ladinischen Sedimente, welche während der mächtigsten triassischen magmatischen und tektonischen Ereignisse entstanden sind.

Mlakar (1967) benannte eines der ältesten langobardischen Sedimente »basaler Sandstein«. Dieses Gestein wurde bis jetzt in der Idrija Lagerstätte stratigraphisch nicht richtig eingegliedert und dessen Zusammensetzung war nicht genügend bekannt.

Im Rahmen dieser Studie haben wir festgestellt, dass in den Schichten, die Mlakar »basalen Sandstein« nennt, relativ wenig Sandstein vorkommt; deswegen dürfen wir diesen Ausdruck nicht in seiner allgemeinen Bedeutung gebrauchen. Ebenso zeigten eingehende Untersuchungen, dass dieses Gestein nicht das einzige basale langobardische Sediment ist. Deswegen ist auch der Ausdruck »basal«

nicht angemessen. Da es sich um ein sehr charakteristisches Gestein handelt, in welchem Kaolinit überwiegt, scheint es zweckmässig zu sein, dieses Gestein als eine besondere lithologische Einheit darzustellen, obwohl sie nicht einen konstanten stratigraphischen Horizont einnimmt. Deswegen haben wir dieses Gestein langobardische Tongesteine benannt.

Allgemeines

In der umfangreichen Literatur bezüglich der Idrija Lagerstätte können nur spärliche Daten über langobardische Tongesteine gefunden werden. Kossmač (1911), Kropáč (1912) und Berce (1958) haben zwar diese Sedimente bemerkt und sie stellenweise in den geologischen Grubenkarten sogar in besonderen Streifen dargestellt, jedoch haben sie sie nicht von den anderen stratigraphisch-lithologischen Einheiten getrennt. Kossmač reichte sie in Werfen- und Wengensedimente, Kropáč in Werfen-, und Berce in die Wengenschichten ein.

Mlakar (1967) wertete die langobardischen basalen Sedimente als einen wichtigen Korrelationshorizont bei der Gliederung der Aufeinanderfolge der Langobardschichten. Da ihre Struktur teilweise psammitisch ist, benannte er sie basalen Sandstein. Nach Mlakars Angaben bestehen diese Sedimente aus Chalcedonkörnchen mit Karbonat-, Pyrit- und Sericitbeimengungen. Neuere Untersuchungen (Mlakar und Drovenik, 1971), zeigten, dass diese Schichten hauptsächlich Kaolinit enthalten.

Kaolinit haben in der Idrija Lagerstätte schon Schrauf (1891) und Berce (1958) gefunden, jedoch nur in dünnen, weissen Gängchen. Schrauf gab die chemische Analyse, und meinte, dass es sich um Tuesit handelte, welcher eine sekundäre Bildung vorstellen sollte. Auch bei Berce können zwei chemische Analysen gefunden werden. Die erste zeigt, dass die Probe fast ausschliesslich aus reinem Kaolinit bestand, aus der zweiten kann gefolgert werden, dass der Kaolinit auch ziemlich viel Beimengungen hatte. Nach Berce soll der Kaolinit nachträglich in die Lagerstätte transportiert worden sein.

Die Lage der Langobard-Tongesteine in der Idrija Lagerstätte

Die Grundlagen für die heutige Vorstellung der Idrija Lagerstätte wurden von Mlakar (1967, 1969) gegeben. In späteren Arbeiten (Mlakar und Drovenik, 1971; Placer, 1973; Placer, 1974; Placer und Čar, 1975) wurde das Wissen über die Struktur vertieft, so dass die Phasenfolge der Entstehung hauptsächlich schon bekannt ist.

Die langobardischen Tongesteine wurden unmittelbar auf die stark ausgeprägte mitteltriassische Erosionsdiskordanz abgesetzt, jedoch nicht in allen Teilen des mitteltriassischen tektonischen Systems. Angaben eingehender Untersuchungen zeigen, dass sie sich im tektonischen Graben, in den Struktureinheiten Čemernik und Karoli, sowie in der Nord-Hochscholle, und in dem nördlichen Sedimentationsgebiet abgesetzt haben. In dieser Verhandlung werden diejenigen langobardischen Tongesteine beschrieben, welche auf der Nord-Hochscholle so-

wie im Cemernik- und Karoligebiet enthalten sind.

Das mitteltriassische tektonische System von Idrija wurde durch Obertrias-, Jura-, Kreide- und Tertiärsedimentgesteine überdeckt. In der »alttertiären« Phase ist die Deckenstruktur entstanden, welche aus vier umfangreichen Decken besteht (M I a k a r, 1969). In der letzten Phase der alpinen Orogenese wurde die schon sehr verwickelte Struktur der Lagerstätte von subvertikalen Verwerfungen der »jungtertiären« Phase zerschnitten. Abbildung 1 bietet ein stark vereinfachtes Profil der Idrija Lagerstätte mit eingezeichneten Schichten der langobardischen Tongesteine dar.

Abbildung 2 zeigt, dass die Tongesteine im Bereiche der Struktureinheiten Karoli und Cemernik diskordant auf den anisischen Dolomit, jedoch an der Nord-Hochscholle auf den Grödener Sandstein und permokarbonische Schichten abgelagert worden sind.

Petrographische und chemische Untersuchungen

Die langobardischen Tongesteine zeigen ihre grösste Mächtigkeit in der Struktureinheit Karoli, wo der anisische Dolomit während der Sedimentation dieser Schichten durch normale »mitteltriassische« Verwerfungen zerstückelt war. Der morphologisch bewegte Boden des Sedimentationsgebietes beeinflusste die Mächtigkeit der Tongesteine, welche durchschnittlich 4 bis 9 m beträgt, jedoch bis auf 17,5 m reichen kann (Abb. 2).

Bei Grubenaufnahmen und laboratorischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass die Tongesteine oft Gerölle und ungerundete Bruchstücke anisischen Dolomites enthalten; in senkrechter Richtung wechseln Einlagerungen, Lager und Schichten anderer langobardischer Gesteine, meist mit Dolomitskonglomerat und Dolomitsandstein. Ausserdem fanden wir auch umgewandelten Kristalltuff, Siltstein, sandigen Siltstein und Grauwacke. Oft können Übergänge aus einer lithologischen Einheit in die andere beobachtet werden. Stellenweise wurden in dem Tongesteine sogar dünne Anthrazitlinsen und -lagen gefunden.

Um die Deutung der Entstehung der Tongesteine besser darzustellen, werden hier auch die petrologischen Merkmale aller anderen Gesteine angeführt.

Tongesteine

Graue, graugrüne und grünliche Tongesteine sind in der Idrija Lagerstätte typische langobardische Gesteine. Gewöhnlich sind sie massiv; gut entwickelte Schichtung wurde nur selten, in den unteren Teilen der Schichten, angefundnen. Ansonsten ist die Schichtung wegen verschiedenen Strukturen oder Einlagerungen anderer lithologischer Glieder genügend erkennbar. Schon bei der Grubenaufnahme können nämlich Tongesteine mit graupenartiger oder klastischer Struktur gesondert werden.

Die Durchschnittsprobe für chemische Analyse wurde im Bergwerk an vielen Stellen mit der Schlitzmethode entnommen, und zwar so, dass man grösseren Linsen der Karbonatgesteine ausgewichen ist. Die Analyse (Tab. 1) zeigt, dass die Sedimente überwiegend SiO_2 , Al_2O_3 , FeS_2 und H_2O^+ enthalten. Diesen vier Komponenten fallen insgesamt 91,31 % zu, allen anderen 8,84 %.

Durch mikroskopische Untersuchung wurde festgestellt, dass der häufigste Bestandteil Kaolinit ist. Mengenweise folgen Quarz, Pyrit, Dolomit, Siderit, Calcit, Sericit, Chlorit und Markasit, untergeordnet noch Apatit, Rutil, Goethit, Leukoxen, Zirkon und sogar Zinkblende. In kleinen Mengen ist oft organische Substanz vorhanden.

Mit Rücksicht auf die Ergebnisse der chemischen und mikroskopischen Untersuchungen wurde festgestellt, dass die Tongesteine ungefähr 56,5 % Kaolinit, rund 24,5 % Quarz, 8,21 % Pyrit, den Markasit begleitet, 5 % Karbonate, etwas mehr als 1 % Rutil und Leukoxen, und 0,5 % Apatit enthalten. Den anderen Bestandteilen, besonderes Sericit und Chlorit, fallen also zusammen etwas mehr als 1 % zu.

1. Graupentonsteine. Diese Sedimente sind wegen ihrer besonderen Struktur und eigenartigen Mineralbestandes zwischen den älteren Langobardgesteinen die interessantesten. Schnitte quer zur Schichtung zeigen hellgraue, graue, dunkelgraue und stellenweise fast schwarze Körner mit vorwiegend graupenartigen und elliptischen Querschnitten.

Die Graupengrösse wechselt von einigen 10 Mikronen bis 7 mm. Charakteristisch ist, dass sie in einzelnen Schichten ziemlich gleich bleibt. Deswegen kann man grobkörnigen, mittelkörnigen und feinkörnigen Graupentonstein sondern. Die Graupen sind überwiegend aus Kaolinitkörnchen gebildet. Deren Querschnitt ist meistens isometrisch, mit Durchmessern von 1 bis 10 Mikronen. Stellenweise wurden bis 600 Mikronen grosse «Kaolinitwürme» gefunden. In einigen Proben bestehen die Körner weiter auch aus kryptokristallinem Kaolinit, ausnahmsweise können Graupen aus schwach anisotropem Kaolinitgel beobachtet werden. Ausser Kaolinit können in den Graupen in kleineren Mengen auch Siderit, Calcit, Quarz, Apatit, Zirkon und die Körner eines silifizierten, kaolinitisierten und schwach pyritisierten Eruptivgesteines gefunden werden.

Ausser den Kaolinitkörner enthalten die Gesteine auch gerundete Dolomitmörner, wie auch Körner, ähnlich dem umgewandelten Eruptivgesteine, wie es in den Graupen gefunden worden ist.

Der häufigste Bestandteil des Bindemittels ist Quarz. Mengenweise folgen Kaolinit und Pyrit (\pm Markasit). In einigen Proben ist auch Siderit ein relativ häufiger Bestandteil.

Die röntgenographische Bearbeitung, von N. Venc ausgeführt, besagt, dass grössere Graupen zweier Proben hauptsächlich Kaolinit, untergeordnet auch Siderit enthalten (Tab. 2). A. Grimšičar fand durch DTA-Analyse in den Graupen ausser Kaolinit und Siderit noch Pyrit, Goethit und etwas organische Substanz. Chemisch hat das grobkörnige Graupentonstein V. Hudnik analysiert. Sie fand als Hauptkomponenten SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ und FeS_2 . Der Anteil dieser Komponenten beträgt insgesamt sogar 96,6 %, der anderen nur 3,65 %. Der aus den Analysenangaben umgerechnete Mineralbestand sagt aus, dass das Gestein aus ungefähr 93 % Kaolinit, rund 3 % Quarz, 2,1 % Pyrit (\pm Markasit), und gegen 1 % Karbonaten, wie auch 1 % anderer Mineralen besteht.

Im Graupentonstein wurden stellenweise Linsen eines dichten Gesteines mit mehr oder weniger ausgeprägtem Fettglanz und muscheligen Bruch beobachtet. Durch mikroskopische Untersuchungen wurde festgestellt dass es sich um ein

Gestein handelt, welches überwiegend aus Kaolinitgel besteht. Die chemische Analyse (Tab. 1) zeigt 38,7 % SiO_2 , 33,9 % Al_2O_3 , 10,5 % H_2O^+ , und 11,6 % FeS_2 .

Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen (Tab. 2) von Kaolinitgängen, welche den Graupentonstein schneiden, haben festgestellt, dass sie fast ausschliesslich mikrokristallinen Kaolinit führen, und nur in kleinen Mengen auch Karbonate enthalten. Wir glauben, dass Kaolinit und die Karbonate in Klüften, welche in den Sedimenten während tektonischer Bewegungen entstanden sind, kristallisiert haben.

2. Tonsteine mit klastischer Struktur. Öfters werden in den langobardischen basalen Sedimenten Tonsteine mit klastischer Struktur gefunden. Die Korngrösse einzelner Varietäten beträgt von einigen Mikronen bis 10 mm, so dass man die Tonsteine psephitischer, psammitischer und pelitischer Struktur unterscheiden kann.

Tonstein von psephitischer Struktur bilden 1 mm bis 10 mm grosse, untereinander parallele, weisse Kaolinitkörner, grau Körner silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteines, und das Bindemittel. Zwei Arten von Kaolinitkörnern sind zu unterscheiden. In der Mehrzahl der Proben überwiegen beträchtlich die Körner mit unregelmässigen und länglichen Querschnitten, deren Ränder oft zackig sind. Sie bestehen aus Kaolinit, dem sich in untergeordneten Mengen noch Quarz, Pyrit, Karbonate, Chlorit, Apatit und Zirkon zufügen. Oft kann eine etwas leicht gefaltete, pseudofluidale Struktur beobachtet werden. Kaolinitkörner mit elliptischem Querschnitt sind seltener: diese bestehen eigentlich nur aus Kaolinit. Auch im Bindemittel ist Kaolinit überwiegend, oft von Quarz begleitet; Pyrit, Chlorit, Karbonate sowie untergeordnet Zirkon und Apatit sind weiter noch vertreten. Die chemische Analyse einer Probe von psephitischer Struktur zeigte, dass dem Gesamtanteil von SiO_2 , Al_2O_3 und H_2O^+ 91,45 % entsprechen; an FeS_2 fallen 4,10 % ab, und an die anderen Komponenten 4,04 %. Die Ergebnisse der Analyse deuten auf ungefähr 92 % Kaolinit, Quarz und Chlorit, 4,10 % Pyrit und etwa 2 % Karbonate, während auf die anderen Mineralien nur 2 % entfallen.

Im Tonstein psammitischer Struktur messen die Kaolinitkörner, welche stark überwiegen, von 100 Mikronen bis 2 mm. Die Anzahl veränderter Eruptivgesteinskörner sowie Karbonatkörner ist viel geringer. Im feinkörnigen Bindemittel kann makroskopisch nur Pyrit festgestellt werden. Es handelt sich um drei Arten von Kaolinitkörnern. In einigen Varietäten überwiegen die Körner mit quadratischen, rechteckigen und rhombischen Querschnitten; wir glauben, dass es sich um kaolinisierte Feldspate handelt. In anderen Varietäten sind Körner von unregelmässigen Querschnitten, so wie sie bei Sedimenten psephitischer Struktur beschrieben wurden, häufiger. Die dritte Art von Körnern hat graupenartige Querschnitte. In allen drei Arten ist mikro- und kryptokristalliner Kaolinit die bedeutendste Komponente, doch können auch »Kaolinitwürme« gefunden werden. In kleineren Mengen enthalten die Körner ausserdem noch Quarz, Pyrit, Siderit, Sericit, Apatit und Zirkon. Das Sediment hat ein kaolinitisches, kaolinit-quarziges und kaolinit-karbonatisches Bindemittel, welches immer auch etwas Pyrit und Markasit führt. Durch chemische Analyse (Tab. 1) wurde 71,5 % SiO_2 , 18,2 % Al_2O_3 und 5,85 % H_2O^+ bestimmt; an die anderen

Bestandteile entfällt nur 4,74 %. Das Gestein enthält rund 46 % Kaolinit und etwas weniger als 50 % Quarz, weiter 1,33 % Pyrit (\pm Markasit), 0,66 % Rutil, ungefähr 0,5 % Karbonate und 0,35 % Apatit, während auf andere Mineralien etwa 1,5 % entfallen.

Am seltensten sind Tonsteine mit pelitischer Struktur. Sie werden hauptsächlich aus mikro- und kryptokristallinen Kaolinit gebildet. Unter dem Mikroskop können stellenweise Linsen von schwach anisotropem Kaolinitgel bemerkt werden, anderswo »Kaolinitwürme«. Ausserdem wurden lithoide Körner gefunden, welche dem Dolomit und dem silifizierten Eruptivgesteine angehören. Relativ oft kommen Pyritkörnerchen vor. Quantitativ zurücktretend sind Quarz, Siderit, Sericit und Apatit. Als Besonderheit müssen verzwilligte Plagioklasbruchstücke erwähnt werden.

Übrige Gesteinsarten

Charakteristische langobardische basale Sedimente sind ferner Siltstein und sandiger Siltstein. Die vorliegenden Dünnschliffe weisen aus, dass Siltstein hauptsächlich aus Quarz-, Kaolinit-, Sericit-, und Muskovitkörnern besteht. In viel geringerer Menge treten Karbonate und Pyrit auf, sporadisch wird auch Apatit gefunden. Die Zusammensetzung dieses Gesteines vervollständigen einzelne Körner feinkörnigen Sandsteines, wie auch mikrokristalline Kaolinitkörner. Sandiger Siltstein hat einen ähnlichen Bestand, doch enthält er auch Sandsteinkörner.

Die Tonsteine enthalten zahlreiche Linsen Dolomitzkonglomerates, deren Mächtigkeit von einigen Dezimeter bis einige Meter wechselt. Sie sind aus Bruchstücken anisichen Dolomites aufgebaut, das Bindemittel ist calcitisch oder dolomitisch. Die Anzahl der Dolomitlinsen sowie Dolomitbruchstücke und -gerölle wächst gegen das Hangende an, so dass der Übergang in das langobardische Konglomerat stufenlos verläuft. Nur an einem Orte wurde in den basalen Sedimenten auch eine Sandsteinlinse angetroffen, die aus Dolomitkörnern und dolomitischem Bindemittel bestand.

Stellenweise enthalten die Basalsedimente auch kaolinisierten, karbonatisierten und sericitisierten Kristalltuff. In ihm überwiegen umgewandelte Feldspate, nur hier und da werden Reste saurerer Plagioklase und Orthoklases gefunden. Lithoide Körner sind durch Körner des silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteines vorgestellt. Oft können Kaolingraupen gefunden werden. Das Bindemittel besteht aus mikrokristallinem Kaolinit und Quarz, enthält aber auch Karbonate, Pyrit, Sericit, Montmorillonit und Illit.

Ausnahmsweise findet man in den Tonschichten auch Grauwacke, welche aus Quarz-, Kaolinit-, Siltstein- und Quarzitkörnern, sowie aus dem feinkörnigen Bindemittel besteht. Die Quarzkörner sind überwiegend; mengenweise folgen die Kaolinitkörner, welche aus mikro- und kryptokristallinem Kaolinit aufgebaut sind, und auch »Kaolinitwürme« enthalten. Das Bindemittel ist aus den Tonmineralien Quarz, Sericit, Karbonaten und Pyrit gebildet.

Die Strukturbeziehungen der Tongesteine und die lithologische Entwicklung der basalen langobardischen Schichten wurden besonders gut bei den Forschungen und dem Abbau des Erzkörpers Brus erkannt (Abb. 27).

Die Entstehung der langobardischen Tonsteine

Die Grubenaufnahme, eingehende Untersuchungen einzelner Profile und petrologische Untersuchungen liessen uns auf den wahrscheinlichsten Verlauf der Entstehung der Tonsteine schliessen:

1. Tektonische Bewegungen haben im Beginne der langobardischen Unterstufe das ursprüngliche Gebiet der Idrija Lagerstätte gehoben, so dass die anisischen, skythischen, permischen und permo-karbonischen Schichten in den Bereich der Erosion kamen (Erste Entwicklungsphase nach Car, 1975). Es entstanden seichte Sedimentationsgebiete, vielleicht mehr oder weniger geschlossene Lagunen, mit Moorgewächs verwachsen (Zweite Entwicklungsphase nach Car, 1975). Gleichzeitig belebte sich die vulkanische Aktivität. Felsitporphyr, Porphyr, Porphyrit, Quarzkeratophyr und Diabas gossen aus, und während vulkanischer Eruptionen wurde auch pyroklastisches Material ausgeworfen. Das in den Mooren stagnerende Wasser war reich an Humussäure, deswegen hat sich pyroklastisches Material fast vollkommen zersetzt. Nur Zirkon, Apatit und Quarzsplitter wurden nicht umgewandelt. Wir glauben aber auch, dass ein Teil des Kaolinites, beziehungsweise SiO_2 und Al_2O_3 von Oberflächengewässern in das Moor von den Ausbissen des silifizierten und kaolinisierten Eruptivgesteines eingeschwemmt wurde. Gleichzeitig brachten diese Gewässer Körner des veränderten Eruptivgesteines, sowie Körner und Schlamm, welcher aus älteren, verwitterten mesozoischen und paläozoischen Sedimentgesteinen entstammte.

2. Aus dem zersetzten pyroklastischen Material, sowie Kieselsäure und Tonerde welche die Oberflächengewässer angeschwemmt hatten, entstanden Gele, aus welchen Kaolinit und Quarz kristallisierten. Dabei haben sich in zahlreichen Schichten runde Körner gebildet, die fast ausschliesslich aus Kaolinit bestanden, sowie das Bindemittel, welches ausser Kaolinit auch Quarz und organische Substanz enthielt. Wegen der Belastung der jüngeren Schichten haben sich die Kaolinitkörner in verflachte Ellipsoide deformiert. So entstanden die Graupertonsteine. Als Beweis, dass Kaolinit und Quarz aus Gel kristallisierten, dienen zahlreiche Graupen und auch grössere Linsen im Tongesteine, die noch jetzt aus schwach anisotropem Gel bestehen.

In Schichten, wo sich Kaolinit- und Quarzkörnchen nicht getrennt haben, entstand Tonstein mit pelitischer Struktur.

Bei Bewegungen, die mit magmatisch-tektonischer Aktivität verbunden waren, rutschten die Schichten von höheren Teilen des Sedimentationsgebietes in die tieferen. Dabei haben sie sich teilweise desintegriert, und so entstanden Tonsteine mit psephitischer und psammitischer Struktur. Besonders in den letzteren können oft auch Pseudomorphosen von Kaolinit nach Feldspaten gefunden werden, was beweist, dass diese im Moor umgewandelt wurden. Falls das Moorwasser nicht genügend Humussäure enthielt, waren die pyroklastischen Komponenten weniger zersetzt — dass bezeugen Schichten mit Feldspatresten. In unserem Falle wurden also die Tongesteine auf ähnliche Weise wie in den Kohlenrevieren des Saargebietes, Ruhrgebietes und Westfalen gebildet (Stutzer, 1931; Stach, 1950; Stöffler, 1963; Fächtbauer und Müller, 1970).

3. Der Tuff enthielt auch einige Prozente $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. In der Frühdiagenese entstand im Tonstein zuerst Siderit. Er kann hauptsächlich im Bindemittel gefunden werden, wie auch in den Kaolinitkörnern. Danach bildeten sich in Anwe-

senheit von H_2S Markasit und Pyrit, welche oft die Sideritkörner umranden; meist werden sie im Bindemittel gefunden, ausnahmsweise auch in den Kaolinitkörnern. Pseudomorphosen von Pyrit nach Markasit beweisen, dass der letztgenannte älter ist. Einigemal wurden bei der Grubenaufnahme auch Pyritlagen und -linsen beobachtet.

4. Während der Ablagerung des pyroklastischen Materiales, brachte die Erosion Bruchstücke, Gerölle, Körner und Schlamm von den Ausbissen älteren Gesteines zu. So entstanden Linsen und Schichten von Dolomitzkonglomerat und Dolomitsandstein, die aus Körnchen, Gerölle und Bruchstücken anisischen und skythischen Dolomites mit überwiegend karbonatischem Bindemittel aufgebaut sind. Stellenweise bildete sich aus dem zugebrachten Material Grauwacke, die ausser den Quarzkörnern auch Kaolinit-, Quarzit- und Siltsteinkörner aufweist. Relativ am häufigsten sind Siltstein und sandiger Siltstein, welche man besonders im oberen Teile des Tonsteines antrifft. Beide Gesteine führen auch Körner von Siltstein, feinkörnigen Sandstein und Kaolinit. Die Zusammensetzung der Grauwacke und des Siltsteines beweisen, dass die Erosion Material anbrachte, welches überwiegend aus den Permokarbon- und Permsschichten entstammte.

5. Starke Erosion hat im nördlichen Teile der Nord-Hochscholle zuerst die dünne Schicht der Langobard-Ablagerungen entfernt, und danach die Skyth-, Anis- und Permokarbon-Schichtenfolge angegriffen (Dritte Entwicklungsphase nach Čar, 1975). In das südlicher gelegene Sedimentationsgebiet, wo sich noch immer Kaolinit bildete, brachte sie Gerölle, Bruchstücke und Blöcke von Dolomit. So entstand langobardischer Konglomerat und Olistostrome. Das klastische Material fiel in kaolinitisch-quarzigen Schlamm, deshalb enthält der Konglomerat im unteren Teile überwiegend kaolinitisch-quarziges Bindemittel, und auch relativ viel Pyrit. Es muss jedoch betont werden, dass Linsen, welche aus Kaolinit und Quarz bestehen, auch im mittleren und sogar im oberen Teile des Konglomerates gefunden worden sind. Man kann deshalb schliessen, dass in dem Sedimentationsgebiete immer noch solche Bedingungen herrschten, bei denen die pyroklastischen Komponenten zersetzt werden konnten.

6. Bei tektonischen Bewegungen in Verbindung mit der alpinen Orogenese zerklüfteten sich die Sedimente. Es entstanden überwiegend kaolinitische, kaolinitisch-quarzige und karbonatische Gängchen: Kaolinit kristallisierte auch um zahlreiche Pyritkörner. Die Gängchen sind also keineswegs mit der Quecksilbervererzung verbunden, sondern stellen Bildungen vor, die dadurch entstanden sind, dass das Porenwasser das Material aus dem Gestein in die Klüfte transportierte.

Literatura

- Berce, H. 1958. Geologija živovrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
- Burger, K., Städler, G. 1971. Monographie des Kaolin-Kohlethonsteins Zollverein 8 in der Essener Schichten (Westfalen B1) des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenreviers. Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen, Nr. 3126, Köln und Opladen.
- Caillière, S., Hénin, S. 1963. Minéralogie des argiles. Paris.
- Čar, J. 1966. Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1975. Olistostrome idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka. Geologija 18, Ljubljana.

Fairbridge, R. W. 1967, Phases of diagenesis and autogenesis, iz zbornika: Diagenesis in sediments, Amsterdam.

Füchtbauer, H., Müller, G. 1970. Sedimente und Sedimentgesteine, Stuttgart.

Herbst, G., Koerner, K., Stadler, G., 1902, Kaolin-Kohlentosteine im Oberkarbon des Aachener Reviers. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 3, 2, Krefeld.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kropáč, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes von Idria, Wien.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.

Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, Ljubljana.

Munda, M. 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. Geologija 1, Ljubljana.

Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.

Placer, L. 1974, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüber v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, Ljubljana.

Placer, L., Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.

Petrascheck, W. 1951, Die vulkanischen Tuffe des oberschlesischen Karbons, Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 98, Wien.

Schrauf, A., 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. J. Geol. R. A. Wien.

Schüller, A., 1950, Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte, Stuttgart.

Stach, E. 1950, Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. Glückauf, 86, Essen.

Stoffler, D. 1963, Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen in Flöz Wahlschied der Grube Ens Dorf (Saar). Beitr. Miner. u. Petr., 9, Berlin, Göttingen, Heidelberg.

Stutzer, O., 1931, Vulkanische Aschen als Leithorizonte in Kohlenflözen. Z. prakt. Geol., 39.

Škerlj, J., Čebulj, A., Stern, J. in Vesel, J., 1975, Industrijski minerali in kamenine v Sloveniji. Geologija 18, Ljubljana.

Werner, H. 1952, Der erste Tonsteinfund im Aschener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupen und Kristalltonsteine. Geol. Jb. 66, Hannover

Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku

Jože Čar

Rudnik živega srebra Idrija

V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so se usedale v langobardu med drugimi sedimenti tudi olistostrome, ki so značilne kamenine za razgibana in hitro se pogrczajoča območja. Nastajale so z gravitacijskimi podvodnimi blatnimi tokovi. Najdena sta dva tipa olistostrom. V prvem primeru gre za usedline, ki so po končanem plazanju ostale v istem stratigrafskem nivoju; zato sestojte le iz odlomkov kamenin, ki so sicer njihovi bočni ekvivalenti ali pa tvorijo njihovo podlago. Za te sedimente uporablja avtor nov izraz — intraformacijska olistostroma. Druga vrsta sedimentov s kaotično teksturo so tipične olistostrome, ki zapolnjujejo tektonsko enoto Karoli v debelini 110 m.

Na podlagi zaporedja v nastanku bazalnih langobardskih kamenin, litostratigrafske sestave olistolitov, klastov in prodnikov so v zadnjem poglavju opisane tri važnejše faze kinematskega razvoja ter paleogeografske razmere v osrednjem delu idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema v langobardu.

Uvod

Z obsežnimi raziskavami spodnjetriadnih in srednjetriadnih sedimentov na idrijskem smo ugotovili, da je tektonski jarek, v katerem leži idrijsko rudišče, le del idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema (L. P l a c e r in J. Č a r, 1975). Ker je langobardska starost rudišča dokazana (B. B e r c e, 1958; I. M l a k a r in M. D r o v e n i k, 1971), je natančno poznavanje razprostranjenosti, zaporedja in okolja nastanka langobardskih sedimentov bistvenega pomena za rekonstrukcijo kinematskega razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema in paleogeografskih razmer v srednji triadi. Doslejšnje poznavanje ladinških sedimentov (I. M l a k a r, 1967, 1969) za omenjeno rekonstrukcijo ni zadostovalo. Leta 1968 (J. Č a r) smo dopolnili podatke o langobardskih sedimentih v bližnji okolici Idrije, v zadnjih letih pa jih podrobneje razčlenjujemo v idrijskem rudišču.

Langobardske plasti ležijo v idrijskem rudišču diskordantno na različno starih litostratigrafskih členih. Zato nam je posebno dragocene podatke o paleogeografskih razmerah ter kinematskem razvoju idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka prinesel študij bazalnih sedimentov. Neposredno nad crozijsko diskordanco sledc ponekod neplastovite usedline s kaotično teksturo. V osnovi, ki je lahko

peščena, meljasta ali glinasta, »plavajo« povsem brez reda odlomki in prodniki kamenin različnih starosti, velikosti in zaobljenosti. Ker se ti sedimenti nahajajo le v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku, in še to le v nekaterih njegovih delih, so nesporno v zvezi z njegovim nastankom. Prav interpretacija geneze in prostorske zveze kamenin s kaotično teksturo z ostalimi langobardskimi sedimenti ter številni podatki o triadni tektoniki so bili ključ za rekonstrukcijo kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka.

Poimenovanje sedimentov s kaotično teksturo

Kamenine s kaotično teksturo še niso zadovoljivo poimenovane. Zato se nam zdi potrebno, dati o tej problematiki nekaj informacij.

Splošno priznanega izraza, ki bi petrografske karakteriziral sedimente s kaotično teksturo, še ni. L. J. G. Schermerhorn (1966) je predlagal ime »mikstit«, ki naj bi bilo »kvalitativno ime za nesortirane ali slabo sortirane klastične sedimente z megaklasti ne glede na njihovo sestavo ali nastanek«. Čeprav ta izraz — po našem mnenju — zelo dobro karakterizira sedimente s kaotično teksturo, uporablja večina raziskovalcev raje facialno-genetska opisna imena.

Iz pregledane literature vidimo, da lahko povzročijo pojavi, ki so sicer različni po izvoru, obsegu in kraju, nastanek enakih ali vsaj na prvi pogled zelo podobnih usedlin. Zato se je težko dokopati do zadovoljive sheme, ki bi genetsko natančno opredeljevala posamezne različke kaotičnih sedimentov. K. Görler in K. J. Reutter (1968) navajata celo vrsto opisnih izrazov za genetsko različne sedimente s kaotično teksturo, ki so že bili uporabljeni v literaturi. Poudarjata, da je večasih podobnost dveh, po nastanku sicer različnih sedimentov, tako velika, da ju ne moremo ločiti. V številnih primerih pa opazujemo tudi genetske prehode iz enega tipa v drugega, kar nam problem določitve še bolj zaplete (K. Görler in K. J. Reutter, 1968; S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973).

Za tiste usedline s kaotično teksturo, ki so nesporno sedimentnega izvora, se je uveljavil v zahodni literaturi izraz olistostroma (L. J. G. Schermerhorn, 1966; K. Görler in K. J. Reutter, 1968; E. Abbate in drugi, 1970). Po splošni definiciji je olistostroma sediment, ki je nastal s presedimentacijo starejših kamenin s blatnimi tokovi (K. Görler in K. J. Reutter, 1968). E. Abbate in drugi (1970) uporabljajo ime olistostroma kot sinonim za podvodni blatni tok. Ruski geologi so takšne usedline prej imenovali »tilitom podobni sedimenti« (N. M. Čumakov, 1965; I. N. Černikov, 1972; D. V. Postnikov in drugi, 1972). V zadnjem času pa z nekaterimi pridržki uporabljajo ime olistostroma (S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973). Pri nas so za kaotične sedimente v flišu iz okolice Anhovega uporabili ime olistostroma D. Skaberne (1973) ter D. Kuščer, N. Kuščer in D. Skaberne (1974).

G. Flores, ki je uvedel izraz olistostroma (1955, v E. Abbate in drugi, 1970) poudarja, da te sedimente karakterizira litološka in petrografska heterogenost materiala, ki je ponavadi popolnoma premešan in odložen kot semifluidno telo. Olistostrome nastajajo v zaporedju normalnih sedimentov in so dovolj obsežne, da jih lahko kartiramo. Ne kažejo prave plastovitosti, razen morebitnih

velikih vključkov prej plastovitega materiala. V vsaki olistostromi ločimo osnovo, sestavljeno iz prevladujočega heterogenega pelitskega materiala, v katerem so vključeni odlomki trših kamenin. To osnovno definicijo so v zadnjih letih različni raziskovalci bistveno razširili in dopolnili. Najpomembnejše dopolnitve Floresove definicije lahko združimo v naslednjih točkah:

a) Največja doslej ugotovljena dolžina drsenja materiala je 200 km. Olistostrome nastajajo tudi pri lokalnih, poznatih zdrsih (K. Görler in K. J. Reutter, 1968).

b) Debelina olistostrom je lahko nekaj decimetrov do več kot dva kilometra (K. Görler in K. J. Reutter, 1968).

c) Izključno ekstraformacijski izvor komponent (E. Abbate in drugi, 1970).

d) Olistostrome imajo lahko tudi monolitološko sestavo (A. Jacobacci, 1965).

e) Ni nujno, da prehajajo olistostrome navzgor in navzdol zvezno v prikamenine. Običajno je spodnja meja ostra, zgornja pa postopna (K. Görler in K. J. Reutter, 1968; S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973).

Če upoštevamo zgoraj naštetih dopolnitve, lahko imenujemo sedimente s kaotično teksturo v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku v splošnem mikstite, njihov dobršen del pa olistostrome. Druge sedimente s kaotično teksturo, ki ne ustrezajo povsem zgoraj navedeni definiciji pravih olistostrom, bomo imenovali intraformacijske olistostrome. Kot bomo videli iz naslednjih odstavkov, so to pravi intraformacijski sedimenti, ki pa so po genezi in teksturi povsem podobni olistostromam.

Po G. Floresu (1955, E. Abbate in drugi, 1970) naj bi vse nezaobljene vključke, ne glede na njihovo velikost, ki so popolnoma samostojni in so nastali po drsenju, imenovali olistolite. Enakega mišljenja sta tudi K. Görler in K. J. Reutter (1968). Pri obravnavi naših olistostrom bomo upoštevali novejšo klasifikacijo vključkov (E. Abbate in drugi, 1970), ki se nam zdi primernejša. Italijanski geologi, ki so se doslej s tovrstnimi sedimenti največ ukvarjali, so predlagali za večje vključke — nad 4 m v premeru — ime olistolit, za manjše pa klast. O tej meji so izrazili pomisleke že nekateri ruski raziskovalci (S. V. Ružencev in I. V. Hovorova, 1973). Tudi za naš tip olistostrom je ta meja verjetno previsoko postavljena. Upoštevati je treba, da je velikost vključkov odvisna predvsem od petrografske sestave sedimentov, ki zdrsijo, ter energije okolja, v katerem je blatni tok nastal. Ti pogoji pa so za vsako olistostromo gotovo drugačni. Da ne bo še večje zmede v že tako zapleteni problematiki, bomo obdržali pri obravnavanju olistostrom v idrijskem rudišču kar italijansko razmejitvev med klasti in olistoliti.

Legi olistostrom v idrijskem rudišču

Sedimenti s kaotičnimi teksturami so razviti v dveh različnih delih idrijskega rudišča, in sicer na območju, ki ga imenujemo »Talmina«, ter v tektonski enoti Karoli. Genezo in lego obeh omenjenih območij v idrijskem srednjetriadnem tektonskem sistemu (sl. 1), kakor tudi njihovo današnje lego v strukturi rudišča (sl. 2) ter v širši zgradbi idrijsko žirovskega ozemlja so obravnavali I. Mlakar (1967, 1971), L. Placer (1973) ter L. Placer in J. Čar (1975). V naslednjih

odstavkih bomo navedli le tiste podatke iz omenjenih del, ki so nujno potrebni za razumevanje geneze obravnavanih sedimentov.

Poudariti je treba, da so triadni odnosi med posameznimi tektonskimi enotami v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku (sl. 1) še ohranjeni v zgradbi idrijskega rudišča, le splošna prostorska orientacija nekaterih delov je zaradi kasnejših tektonskih premikov precej drugačna (sl. 2).

»Talnina«, kot imenujemo 600 do 700 metrov širok južni in osrednji del nekdanjega idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (sl. 1), je ohranila v današnji zgradbi rudišča prvotno lego (sl. 2). Na južni strani jo loči od tako imenovanega južnega praga normalni triadni prelom Veharše. Z druge strani je omejena s tektonsko enoto Cemernik, ki ima danes subhorizontalno lego kot vsi ostali deli srednjetriadnega tektonskega jarka, ki so ležali v triadni dobi severno od območja »Talnine«. Enoto Cemernik loči od »Talnine« srednjetriadni normalni prelom Cemernik, na drugi strani pa jo normalni prelom Karoli loči od tektonske enote Karoli (sl. 1) Pri terciarnih tektonskih premikih je bil zahodni del idrijskega tektonskega jarka odrezan ob narivni ploskvi; njegovega neposrednega nadaljevanja danes ne poznamo. Na vzhodni strani se bomo omejili le na študij sedimentov do močnega triadnega preloma »O«, ki je imel v triadi približno smer N-S in je torej vzporeden z našim profilom na sl. 1, zato ga nismo mogli prikazati. Na drugi strani preloma »O« so langobardski sedimenti že nekoliko drugače razviti kot v obravnavanem delu rudišča.

Pri »staroterciarnem« gubanju so zavzele plasti idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka v sekundarni gubi zgornjega krila velike poševle gube normalno, subvertikalno in inverzno lego (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1973). »Talnina« je z južnim pragom obdržala prvotno lego. Tektonski enoti Cemernik in Karoli sta se nahajali v prevojenem delu sekundarne gube in sta prešli v subhorizontalno lego (I. Mlakar, 1967; L. Placer, 1973). V času delovanja »staroterciarnе« tektonike je bilo rudišče s spodnje in zgornje strani omejeno z narivi, v »mladoterciarni« fazi pa še presekanano s sistemom normalnih prelomov NW-SE. Najpomembnejša sta idrijski prelom, ki omejuje rudišče s severovzhodne strani, in prelom Zala, ki reže orudeno strukturo z jugozahodne plati. Del tektonske enote Karoli se je pri terciarnih premikih vrnil v subvertikalno lego.

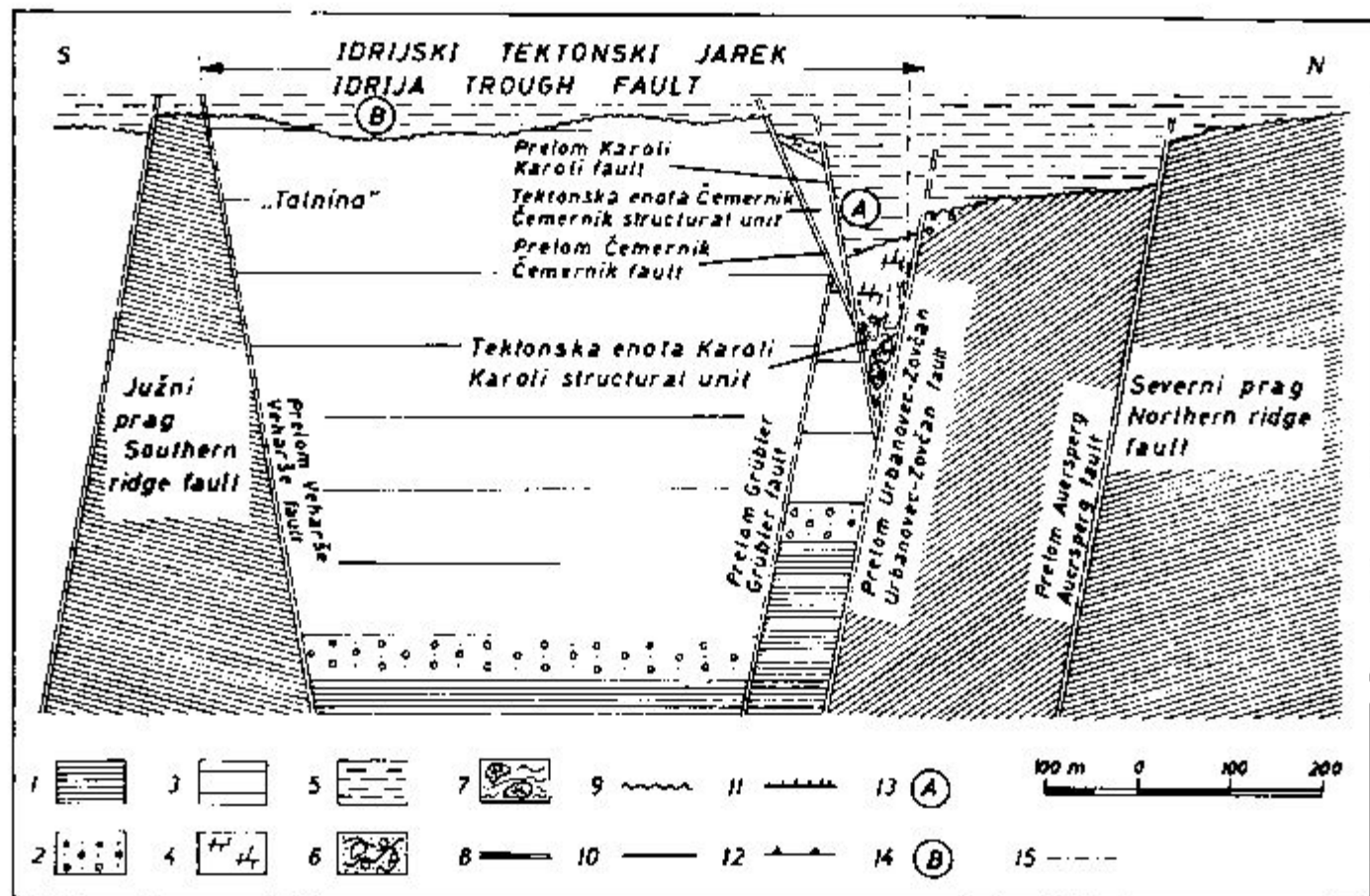
»Talnina« je danes odprta s številnimi rovi na višini III., IV., VI. in VII. obzorja, kjer smo lahko dodobra proučili ohranjene elemente triadne tektonike; zato v tem delu rudišča ni bilo težko rekonstruirati triadnih razmer. Mnogo več

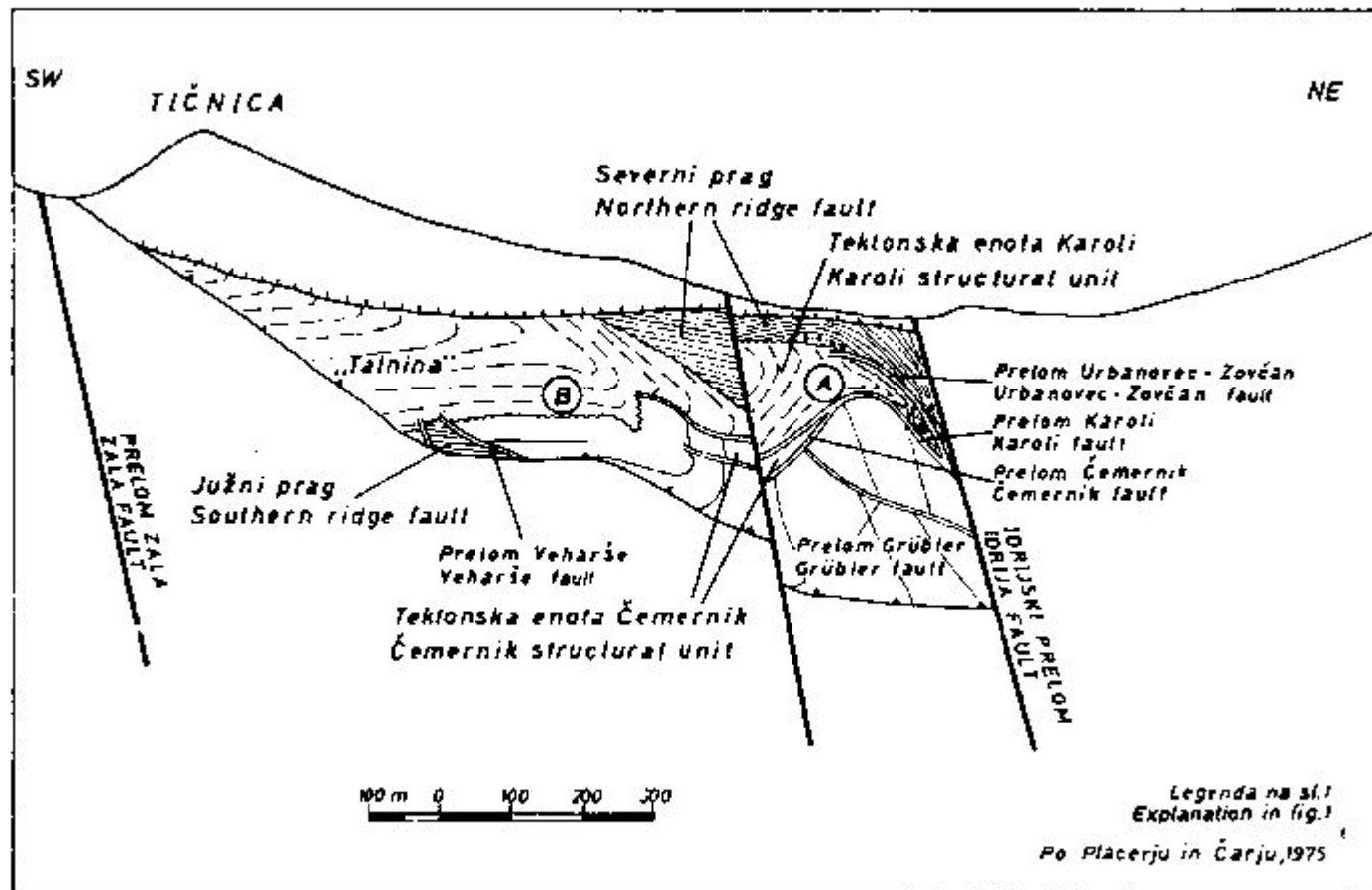
Sl. 1. Poenostavljen profil skozi idrijski srednjetriadni tektonski jarek konec langobardske dobe

Fig. 1. Generalized section through the Idrija Middle-Triassic trough-fault, at the end of the Langobardian period

1 Permokarbonske kamnine, 2 Gródenski peščenjak, 3 Zgornjevermske in skitake kamnine, 4 Anizični dolomit, 5 Langobardski in cordovolaki sedimenti, 6 Olistostroma, 7 Srednjetriadna tektonska cona z vgnetenimi bloki miolitiziranega anizičnega dolomita, 8 Srednjetriadni prelom, 9 Srednjetriadna erozijska diskordanca, 10 »Mladoterciarni« prelom, 11 »Staroterciarni« nariv znotraj pokrova, 12 »Staroterciarni« meje pokrova, 13 Olistostroma v tektonski enoti Karoli, 14 Olistostroma v območju »Talnine«, 15 Profil prikazan na sliki 3

1 Carboniferous-Permian rocks, 2 Val Gardena sandstone, 3 Upper Permian and Scythian rocks, 4 Anisian dolomite, 5 Langobardian and Cordovolan sediments, 6 Olistostrome, 7 Middle-Triassic structural unit bearing rolled blocks of mylonitized Anisic dolomite, 8 Middle-Triassic fault, 9 Middle-Triassic erosional unconformity, 10 Late Tertiary fault, 11 Early Tertiary thrust sheet within the nappe structure, 12 Early Tertiary boundary of the nappe, 13 Olistostrome within the Karoli unit, 14 Olistostrome within the Talnina unit, 15 Section drawn in Fig. 3



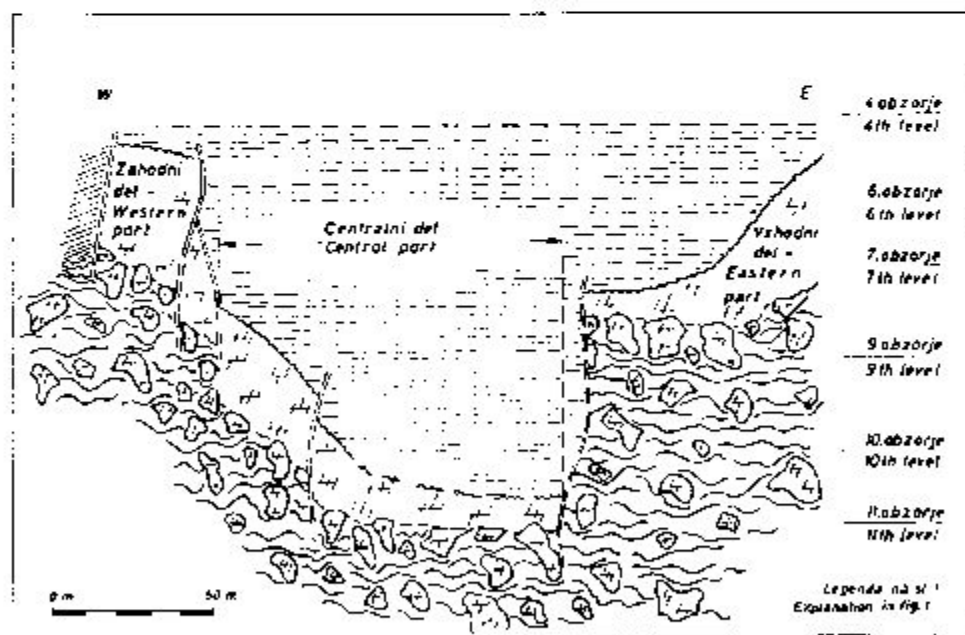


Sl. 2. Poenostavljen profil skozi Idrijsko rudišče
 Fig. 2. Generalized section through the Idrija ore deposit

problemov smo imeli pri določevanju triadnih dimenzij in oblike enote Karoli. Zapletena terciarna tektonika in številni stari jamski zasipi so nam onemogočili izluščiti vse detajle nekdanjih razmer. Na sliki 3 vidimo stanje v najnižjih in srednjih delih tektonske enote Karoli po končani sedimentaciji langobardskih usedlin. Prvotno enoten blok anizičnega dolomita je bil že pri triadnem grezanju močno deformiran. Glede na triadno prostorsko lego ter razvoj sedimentov ločimo enoto Karoli na zahodni, centralni in vzhodni del. Zahodnega loči od centralnega močan triadni prelom s smerjo sever-jug, ob katerem sta bloka drsela v vertikalni smeri drug nasproti drugemu vsaj za 50 m (sl.3). V zahodnem delu se nahaja danes diskordanca aniz-langobard kakih 10 m pod višino IV. obzorja, v centralnem delu pa tik nad XI. obzorjem. Ali loči centralni del tudi od vzhodnega triadni prelom ali pa je nastala velika višinska razlika med njima zaradi terciarnih tektonskih premikanj, ni bilo mogoče ugotoviti. Ta območja v rudišču danes niso dostopna.

Na zahodni strani se končuje tektonska enota Karoli ob triadnem prelomu, ki ga še nismo poimenovali. Na južni in severni strani jo omejujeta, kot smo že omenili, močna normalna triadna preloma Karoli, oziroma Urbanovec-Zovčan, ki se v vzhodnem delu združita v močni prelomni coni z vgnetenimi milonitiziranimi lečami anizičnega dolomita. Tudi anizični dolomit centralnega dela se ob prelomih izklinja navzdol. Struktura prehaja v močno tektonsko cono z vgnetenimi zdrobljenimi bloki anizičnega dolomita (sl.1 in 3).

Ceprav je tektonska enota Karoli izredno zapletena, lahko vendarle sklepamo, da ima dno obliko nepravilne elipse z daljšo osjo približno 200 m in krajšo



Sl. 3. Profil skozi tektonsko enoto Karoli
Fig. 3. Section through the Karoli structural unit

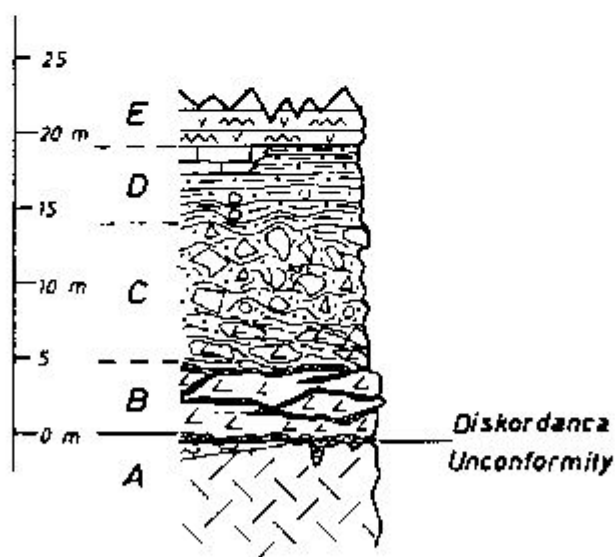
50 do 60 m. V spodnjih delih, kjer so razviti kaotični sedimenti, se dolžina tektonske enote Karoli ne spreminja, širina pa se poveča na približno 70 do 80 m. V današnji zgradbi rudišča se nahajajo obravnavani sedimenti med X. in IV. obzorjem (sl. 2).

Opis kaotičnih sedimentov v »Talnini«

Langobardske plasti se v »Talnini« zaradi specifičnih pogojev usedanja po debelini in zaporedju členov zelo hitro spreminjajo. Neposredno nad diskordanco leži ponekod nekaj deset centimetrov tufita; povzini pa svetlo sivi langobardski dolomit ali sediment s kaotično teksturo, ki prehaja v plasti skonca (sl. 4). Skupna debelina olistostrom in plasti skonca je 20 do 25 m. Sledi še 50 do 80 m tufita (I. Mlakar, 1967), ki je najvišji člen langobardskih plasti v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku.

Na območju »Talnine« najdemo kaotične sedimente v obliki leč, katerih daljše osi imajo danes smer NW-SE. Njihove prvotne orientacije v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku zaradi zapletenih terciarnih premikov sicer natančno ne poznamo, menimo pa, da se bistveno ni spremenila.

Leče kaotičnih sedimentov dosežejo največjo dolžino v smeri NW-SE, in sicer celo 100 m, medtem ko v širino ne presegajo 30 m. Debelina leč je največ 10 m. Omenjene sedimente smo opazovali v številnih progah na VI., IV. in III. obzorju ter še posebno lepo na 12. in 13. etaži odkopnega polja Talnina. Zanimive podatke o strukturi ter lateralnih prehodih smo dobili tudi pri vrtnanju rudnega telesa Talnina.



Sl. 4. Profil langobardskih usedlin na območju »Talnine«

Fig. 4. Section showing the Langobardian sediments of the Talnina unit

- A Zgornjeskitiski dolomit in skrilavec, B Langobardski dolomit z drgnimi teksturemi, C Intraformacijska olistostroma, D Plasti skonca, E Tuf in tuffit
 A Upper Scythian dolomite and shale, B Langobardian dolomite showing stupa structures, C Intraformational olistostrome, D Skonca beds, E Tuff and tuffite

Sedimenti s kaotično teksturo ležijo le ponekod na langobardskem svetlo sivem, zrnatem, tu in tam poroznem dolomitu, sicer pa diskordantno na zgornjeskitskem zrnatem dolomitu z značilnimi prevlekami pilolita ter na zgornjeskitskem sivkasto zelenem skrilavcu z lečami dolomita. Na IV. obzorju je ponekod pod mikstiti ohranjen tudi zgornjeskitski laporasti apnenec ali celo anizični dolomit. Diskordanca med zgornjeskitskimi kameninami in langobardskimi sedimenti je povsod lepo vidna. Pod langobardskim dolomitom jo karakterizira nekaj milimetrov do več centimetrov temno zelene gline (sl. 4). V glavni progi na IV. obzorju opazujemo močno razgibano diskordančno ploskev, nad katero je bilo odloženo 30 cm drobnozrnatega tufskega peščenjaka.

Svetlo sivi, masivni, grobozrnati, ponekod porozen langobardski dolomit, ki doslej še ni bil najden, je ohranjen v obliki nepravilnih leč debelih do 9 m (VI. obzorje, NW od slepega jaška Talnina) in ima povečini izrazito intraklastično strukturo. Po R. L. Folkovi (1969) klasifikaciji ga označujemo kot debelo do srednje kristalasti intraklastični dolomit (Vi:D₃) ali celo dolorudit. Navzgor in lateralno prehaja zvezno, skorajda neopazno, prek vseh stopenj intraklastične strukture v grobo intraklastično brečo, ta pa v kamenino z drsnimi teksturami (sl. 5, 6 in 8a), ki končno prehaja v sedimente s kaotično teksturo (sl. 7). V bližini kontakta z brečastim dolomitom so razpoke med drsniki (M. N. Dimitrijević, M. D. Dimitrijević, B. Radošević, 1967) le neznatne. Opazimo



Sl. 5. Langobardski dolomit na območju »Talnina« z nakazano drsno teksturo
Fig. 5. Langobardian dolomite showing slump structure within the Talnina unit

jih le zaradi infiltracije bituminozne mase (sl. 6). Z oddaljenostjo od neporušene dolomita se razpoke širijo in infiltriranega glinastega-bituminoznega materiala je vedno več. Drsniki so v bližini leč še jasno usmerjeni vzporedno z diskordanco (sl. 8a) in se po obliki bolj ali manj tesno prilegajo drug drugemu. Včasih drsniki še niso povsem ločeni in prehajajo drug v drugega ter imajo nepravilne lečaste oblike. V tej fazi še lahko dosežejo velikost 1,5 m. Drsniki dalje bočno prehajajo v klaste paralelepipednih, trapezodričnih ali povsem nepravilnih podolgovatih oblik, ki brez reda plavajo v vezivu (sl. 7, 8a in b).

Vezivo je največkrat črn bituminozen glinast ali meljast material z večjo ali manjšo primesjo karbonatov in tufskega materiala. Z oddaljenostjo od dolomita se v bočni smeri odstotek veziva veča, tako da ga je končno 50 do 70 odstotkov.

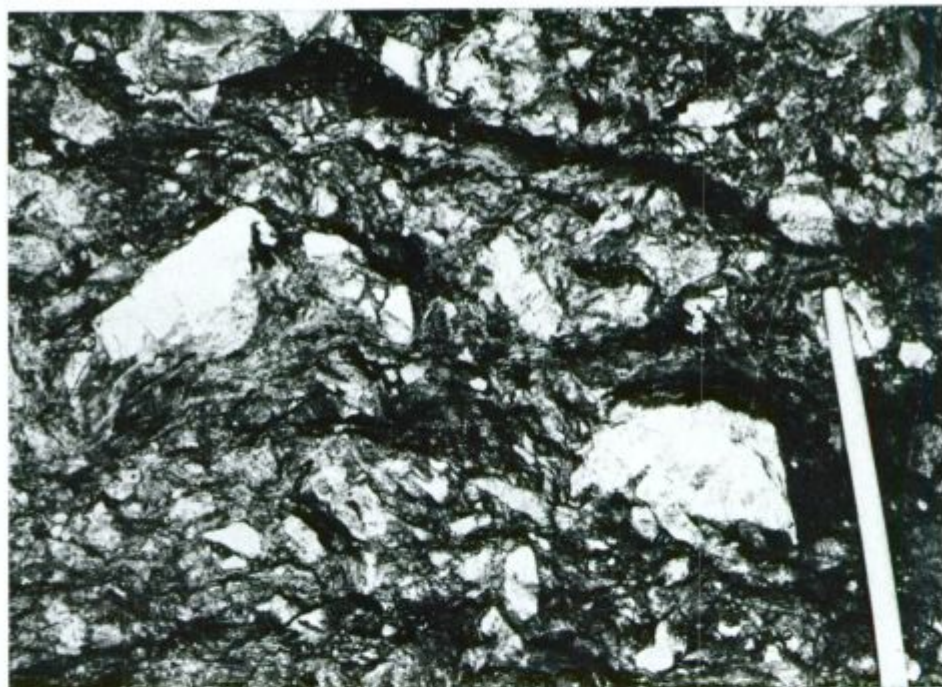
Po vertikali so razmere nekoliko drugačne. Langobardski dolomit in nekateri drsniki pogosto prehajajo v vezivo, in sicer tako, da je v dolomitna polja, ki so močno porozna, vključeno vezivo. Konture dolomitnih polj so tu in tam že močno zabrisane.

Više so klasti vedno manjši in redkejši. Vmes se pojavljajo tudi bolj ali manj zaobljeni prodniki skitskih kamenin. Vezivo je vedno bolj urejeno in glinasto meljasta masa fluidalno obkroža klaste. Končno prehaja kamenina v skrilavec in meljevec skonca ali tufit z ekstraklasti. Ponekod je vezivo temno sivo, apneno in prehaja v klastični laporasti apnenec z redkimi dolomitnimi ekstraklasti (sl. 4).



Sl. 6. Drsniki langobardskega dolomita na območju »Talnina«

Fig. 6. Slump balls originating from Langobardian dolomite within the Talnina unit



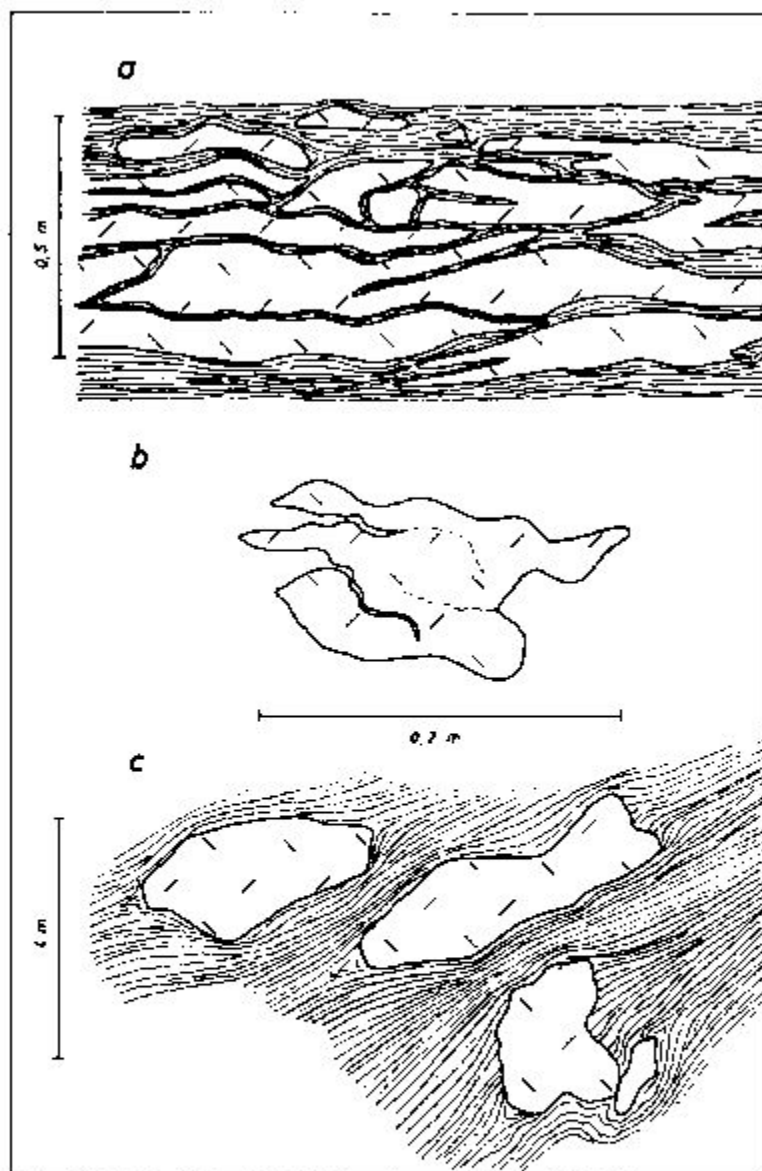
Sl. 7. Intraformacijska olistostroma. Detajl čela rova pri slepem jašku Vončina na IV. obzorju

Fig. 7. Intraformational olistostrome from the face of the gallery at the Vončina blind shaft of the 4th mine level

Geneza intraformacijskih olistostrom v »Talnini«

Prostorska razporeditev in medsebojni prehodi sedimentov v »Talnini« nam kažejo na njihovo tesno genetsko zvezo. »Talninski« mikstiti so nastali s podvodnim drsenjem, ki je prešlo ponekod v podvodno plazenje (R. H. D o t t , 1963; K. G ö r l e r in K. J. R e u t t e r , 1968). Tako dobimo v končni fazi plazenja sedimente s kaotično teksturo, ki so enaki olistostromam, ne ustrezajo pa, kot smo že poudarili, povsem definiciji pravih olistostrom. Premaknjene kamenine s kaotično teksturo so namreč ostale v istem stratigrafskem nivoju, tako da je njihov lateralni ekvivalent v našem primeru bodisi neporušen dolomit ali dolomit z drsnimi teksturami. Klasti so torej vedno iz langobardskega dolomita. Zato ni izpolnjen pomemben definicijski pogoj za olistostrome o splošnem ekstraformacijskem izvoru komponent.

Opisane intraformacijske olistostrome se bistveno ločijo od intraformacijskih breč in prav tako od intraformacijskih konglomeratov (K. G ö r l e r in K. J. R e u t t e r , 1968), ki nastajajo pri intraformacijskih plazovih prodnih nanosov. V ruski literaturi dobimo za tovrstne sedimente izraz »tiloidi pogrezanja« (N. M. C u m a k o v , 1965).



Sl. 8 a) Prileganje langobardskih dolomitnih drsnikov v »Talnini«
 b) Značilno izoblikovan klast iz intraformacijske olistostrome v »Talnini«
 c) Dolomitni olistoliti v peščeno-glinasti osnovi v olistostromi (tektonske enote Karoli)

Fig. 8 a) Slump balls shortly after the breaking of Langobardian dolomite
 b) Lumpy clast from the intraformational olistostrome within the Talnina unit
 c) Dolomite olistoliths in the sandy argillaceous material of the olistostrome from the Karoli unit

Ko je bil dolomit v spodnjem delu že dobro konsolidiran, v zgornjem pa manj, je prišlo zaradi tektonskih premikov do večjih sprememb morskega in kopenskega reliefa. Dolomitna masa je začela drseti po diskordančni ploskvi v lokalne kotanje. Nastali so dolomitni drsniki in drsne teksture v dolomitu. Istočasno je začel prihajati z bližnjega kopnega bituminozni glinasti in tufski material, ki je zapolnjeval nastale razpoke med drsniki in klasti. V zgornjem delu nekonsolidirane dolomitne mase so nastali zanimivi zvezni prehodi med dolomitom in črnim bituminoznim glinastim skrilavcem.

Premiki znotraj zdrsele mase so sorazmerno majhni. Sodimo, da dosežejo največ nekaj 10 metrov. Od dolžine premika je odvisno, ali so v sedimentih razvite le drsne teksture, ali pa se je dolomit deformiral do take mere, da so nastale intraformacijske olistostrome.

V našem primeru so zdrsele nekaj metrov debele plasti delno litificiranih kamenin. Ker je diskordančna ploskev močno razgibana in je bilo na njej odloženo le nekaj milimetrov do nekaj centimetrov glinastega materiala, menimo, da je bil naklonski kot pobočja velik. Tesna zveza intraformacijskih olistostrom s tufskimi sedimenti nas opozarja na pomembno vlogo vulkanskega delovanja ter spremljajoče potresne aktivnosti pri nastanku sedimentov v »Talnini«.

Olistostrome v tektonski enoti Karoli

Iz prehodov med bazalnimi litološkimi členi langobardskih plasti na območju enote Karoli sklepamo, da je bil na erodiranem anizičnem dolomitu odložen sivi zrnati ponekod porozni dolomit, kakršnega smo že opisali pri obravnavanju razmer v »Talnini«, dalje dolomit z ekstraklasti, kaolinitne usedline z lečami dolomita ali konglomerata ter ponekod konglomerat. Naštetih litološki členi se med seboj prepletajo. Zaradi diferencialnega gibanja posameznih blokov znotraj tektonske enote Karoli po končani sedimentaciji so pretrpele bazalne tvorbe različne spremembe. Najpreprostejše razmere so na zahodnem delu (sl. 3), kjer je bil odložen le langobardski dolomit in dolomit z ekstraklasti. Ker je bil blok malo nagnjen proti vzhodu, ni prišlo do večjega drsenja. Kamenino preprežajo do 1 cm široke razpoke pravokotno na plastovitost, ki so bile zapoljene z dolomitom ali glinasto snovjo. Dolomit prehaja navzgor (pod IV. obzorjem) postopno v dolomit z ekstraklasti, sledi mu konglomerat. Proti centralnemu delu območja Karoli prehaja langobardski dolomit postopno v olistostromo (sl. 3).

V ostalih delih območja Karoli so razmere dosti bolj zapletene. Na vzhodnem bloku, močno nagnjenem proti centralnemu delu Karolija, je zdrsel celoten langobardski dolomit po diskordančni ploskvi. V tistem delu, ki je najbližji centralnemu delu in je torej najgloblje pogreznjen (sl. 3), so v spodnjem delu langobardskega dolomita nastale drsne teksture, zgornji del dolomitnega horizonta pa je prešel v intraformacijsko olistostromo. Lateralno se ti sedimenti vežejo s podobnimi, ki so razviti v centralnem delu tektonske enote Karoli (sl. 9). Nepravilni drsniki se stikajo med seboj, ali pa so že povsem ločeni drug od drugega s skrilavim kaolinitnim vezivom. Zanimivo je, da je zaradi usmerjenosti drsnikov vzporedno z diskordanco videti, kot da je sediment plastovit, čeprav je bil dolomit pred drsenjem masiven.

V višjih delih vzhodnega dela tektonske enote Karoli (odkopno polje Urban VI:6) najdemo med dolomitnimi tudi že drsnike konglomerata različnih dimenzij,

ki prav tako plavajo v glinasto peščeni osnovi s fluidalno teksturo. Če upoštevamo le majhne premike — nekaj 10 m — nam položaj konglomeratnih drsnikov pojasnjujejo večje koncentracije dobro zaobljenih prodnikov zgornjeskitskih kamenin in anizičnega dolomita, ki se pojavljajo kot manjše leče v langobardskem dolomitu. Mehansko manj odporna obrobja konglomeratnih leč so bila dobra predispozicija za drsne ploskve. Pogosto pa so potekale drsne ploskve tudi po dolomitu in v takih primerih opazimo v drsnikih večja polja dolomita. Nad tem horizontom ležijo v višini 5. etaže odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem 20 cm ali pa celo 2 do 4 m dolgi in do 1 m debeli bloki langobardskega dolomita, ki se sicer nahaja pod konglomeratnimi plastmi. Bloke obdaja glinasto peščena osnova s fluidalno teksturo. Položaj teh blokov smo pojasnili šele z opazovanjem razmer na 8. etaži odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem. Langobardski dolomit je zdrsel v celoti, in sicer čez konglomeratne plasti, ki so nekoliko mlajše od dolomita. Tako lahko v tem primeru govorimo o praviholistoliti, čeprav znaša premik le nekaj 10 m.

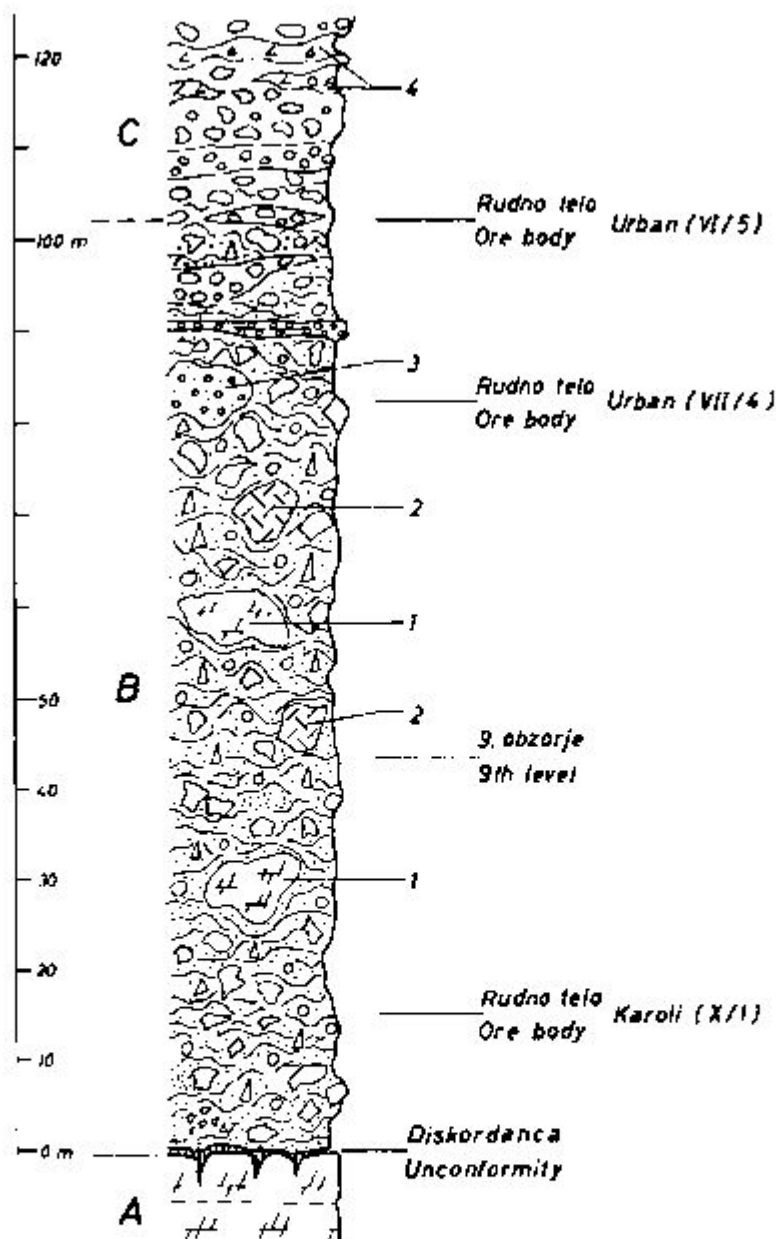
V najvišjih delih obravnavanega območja (na III. obzorju pri slepem jašku Leithner) leže diskordantno na svetlo sivem grobozrnatem dolomitu najprej kaolinitne usedline in šele nad njimi konglomeratni drsniki, ki pa v tej višini ne prehajajo v olistostromo kot v nižjih delih, temveč v konglomerat z lečami svetlega dolomita (sl. 9).

Najnižja območja centralnega dela tektonske enote Karoli danes niso dostopna; zato ni bilo mogoče ugotoviti, kakšni langobardski sedimenti so razviti neposredno nad diskordanco, če je seveda ta ohranjena. V višini X. obzorja (na 1. etaži odkopnega polja Korašina ruda na X. obzorju), kjer je najnižje danes dostopno mesto na območju Karoli, so že razvite olistostrome. Njihova posebnost je velik odstotek prodnikov, ki so povečini nepravilno razporejeni med olistoliti in klasti. Ti, za centralni del Karolija zelo značilni sedimenti, se pojavljajo vsaj od višine X. obzorja pa do višine 5. etaže odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem (sl. 9).

Razporeditev, sestava, premer, zaobljenost in količina olistolitov, klastov ter prodnikov se pogosto spreminjajo. Po predlagani italijanski definiciji velikosti olistolitov so olistoliti sorazmerno redki, drugod pa manjkajo. Doslej smo opazovali olistolite grōdenskega peščenjaka, oolitnega apnenca, anizičnega dolomita in langobardskega dolomita (sl. 9, 8c in 10). Olistoliti so posebno lepo vidni na IX. in VII. obzorju ter na 4. etaži Urban nad VII. obzorjem, 5. etaži odkopnega polja Urban nad VI. obzorjem ter 5. etaži rudnega telesa Sebastijan nad VI. obzorjem.

Litostratigrafska sestava klastov je bolj pestra. V olistostromi centralnega dela Karolija smo našli klaste iz naslednjih kamenin: permokarbonskega meljevca in peščenjaka, grōdenskega peščenjaka, različnih skitskih kamenin, anizičnega dolomita, langobardskih kaolinitnih usedlin, konglomerata in langobardskega dolomita (sl. 11 in 12).

Kot prodniki se pojavljajo različne zgornjeskitske kamenine, anizični dolomit in langobardski dolomit. Odstotek prodnikov v zgornjem delu olistostrome se navadno veča, klastov pa manjša. Prav tako se po vertikali veča zaobljenost prodnikov. Redke, toda idealno zaobljene prodnike zgornjeskitskih kamenin najdemo tudi v najnižjih delih olistostrome. V glavnem dosežejo 1. do 3. stopnjo zaobljenosti, kar kaže na transport nekaj 100 m ali največ nekaj kilometrov.



Sl. 8. Profil langobardskih bazalnih kamenin v severnem obrobju centralnega dela tektonske enote Karoli

Fig. 8. Section showing the basal Langobardian series from the northern border of the central part of the Karoli unit

A Anisic dolomite, B Olistostrome, C Langobardian konglomerat z ležami dolomita, 1 Olistoliti anisicnega dolomita, 2 Olistoliti skitskih kamenin, 3 Olistoliti gradenskega peščenjaka, 4 Langobardski intraklastični dolomit s prodniki

A Anisic dolomite, B Olistostrome, C Langobardian conglomerate with dolomite lenses, 1 Olistoliths of Anisic dolomite, 2 Olistoliths of Scythian rocks, 3 Olistoliths of Val Gardena sandstone, 4 Langobardian intraclastic dolomite with gravel

Za najnižje dele olistostrome je značilno, da sestojе iz sorazmerno majhnih klastov (največ 25 cm v premeru), ki brez kakršnega koli reda plavajo v vezivu (sl. 11). Prevladujejo odlomki langobardskega dolomita, redkejši so kosi zgornjeskitskih in permokarbonskih kamenin in grödenskega peščenjaka. Opazujemo celo območja, ki sestojе izključno iz klastov langobardskega dolomita. Ta sediment je enak intraformacijskim olistostromam iz »Talnine« in vzhodnega dela tektonske enote Karoli, vsebuje pa tudi prodnike. V splošnem lahko ugotovimo, da kažejo klasti iz centralnega dela Karolija na nekoliko daljši transport kot vključki iz drugih omenjenih lokacij. Genetsko med njimi ni razlike. Lateralno se večjeje na dolomit z drsnimi teksturami vzhodnega bloka območja Karoli.

Ponekod so klasti in prodniki odloženi zelo nagosto, tako da je veziva le kakih 30 %, drugod pa ga je celo do 70 % (sl. 11). V višjih delih centralnega dela Karolija se procent langobardskega dolomita zelo zmanjša in klasti v olistostromi so dosti manj sortirani. Sestojе iz stratigrafsko starejših kamenin, njihova velikost pa je zelo različna.

Osnova je v spodnjem delu olistostrome temno rjava, temno siva ali ponekod skoraj črna peščeno meljasta glinasta masa. Sestava osnove se spreminja od glinastega peščenjaka do peščenega meljevca in peščenega skrilavca. Hitre spremembe opazujemo tako v vertikali kot tudi v horizontali. Zelo redko so zrna v osnovi toliko sortirana, da bi lahko govorili o pravem peščenjaku, meljevcu ali skrilavcu. Pod mikroskopom opazujemo precej kremenca, kaicedona, pirita, sljudo, ponekod velika zrna plagioklazov, precej organske primesi in karbonatnih vključkov.

V zgornjih delih južnega obrobja tektonske enote Karoli prehaja olistostroma zvezno v kamenine, ki se po notranji razporeditvi vključkov sicer ločijo od že opisanih, vendar jih po osnovnih značilnostih še prištevamo med olistostromne sedimente. Kot vključki se pojavljajo klasti ali prodniki, ki so lečasto razporejeni v vezivu. Olistolitov tu ni več. Vezivo bi lahko še vedno označili kot meljasto peščeno glinasto maso, čeprav peščena frakcija močno prevladuje. Na številnih mestih prehaja vezivo v peščenjak ali glinasti peščenjak.

Te kamenine dosežejo največjo debelino ob južnem obrobju Karolija, in sicer okrog 40 m (sl. 1). V nižjih delih obrobja, ki leži v današnji zgradbi rudišča zaradi zapletenih terciarnih tektonskih premikanj na višini III., IV. in VI. obzorja, se obravnavani sedimenti ob normalnem triadnem prelomu Čemernik naslanjajo na spodnjeskitski skrilavec z oolitnim apnencem, v severnem delu območja Čemernik pa so bili odloženi diskordantno na zgornjeskitskem dolomitu in skrilavcu. Danes so ti deli tektonske enote Čemernik dostopni na etažah odkopnih polj Urban, Trije kralji in Vsi Sveti. Bočno, proti severnemu obrobju Karolija, prehaja olistostroma v konglomerat, ki je značilen za razvoj langobarda v idrijskem rudišču (sl. 1).

Prodniki zgornjeskitskih kamenin, anizičnega in langobardskega dolomita, ki se pojavljajo v lečah, so povečini idealno zaobljeni. Zanimivo je, da se kot klasti pojavljata le anizični in langobardski dolomit.

V spodnjih nivojih je ponekod klastov in prodnikov toliko, da vezivo ne presega 20 do 30 odstotkov, medtem ko jih je drugod le nekaj odstotkov. Vključki so koncentrirani v obliki nepravilnih leč, ki so ponekod dolge in debele le nekaj decimetrov, drugod pa tudi do 10 metrov. Imajo razpotegnjeno daljšo os v smeri NE-SW. Urejenost klastov oziroma prodnikov znotraj leč nismo opazili. Ponekod

so se formirala gnezda povsem nepravilnih oglatih zrn v velikosti 0,3 do 0,5 cm pa tudi manj. V njihovi neposredni bližini imamo leče drobnozrnatega konglomerata ali peščenjaka. Niso redka območja, kjer opazimo, v peščenoglinastem vezivu na površini tudi več kvadratnih metrov le nekaj klastov ali redke prodnike. Včasih tudi ti manjkajo ali pa plava v vezivu večji klast. V zgornjem delu sedimentov so pogostni lepo zaobljeni prodniki pirita. Nastali so z dezintegracijo permokarbonskih in langobardskih kaolinčnih usedlin, ki vsebujejo številne leče



Sl. 10. Olistolit anizičnega dolomita na 6. etaži rudnega telesa Sebastijan nad VI. obzorjem

Fig. 10. Olistolith of Anisic dolomite from the Sebastian ore-body above the 6th mine level

singenetskega pirita. Proti severnemu obrobju območja Karoli prehaja olistostroma v običajen nesortiran konglomerat.

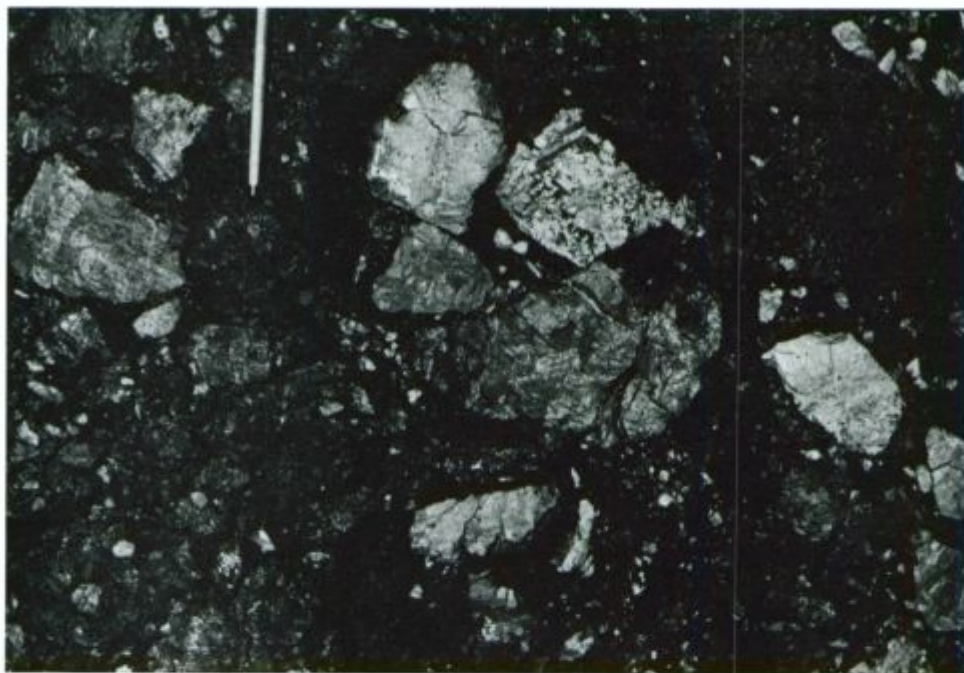
V splošnem se število vključkov navzgor manjša in so vedno manjših premerov; začinjajo prevladovati prodniki, klasti pa so v zgornjem delu že izredno redki.

Doslej opisani sedimenti prehajajo navzgor v polimiktni peščenjak, ki sestoji iz nesortiranih delcev kremenca, sljude in karbonatov. Je temno siv ali rjav in pogosto grobozrnat. V zgornjih delih se zrna počasi urejajo in na območju odkopnega polja Trije Kralji prehajajo v debeloplastovit trd kremenov peščenjak in končno v sedimente zgornjega horizonta skonca.



Sl. 11. Značilna slika olistostrome v tektonski enoti Karoli

Fig. 11. Characteristic features of the olistostrome within the Karoli unit



Sl. 12. Klasti zgornjeskitskega, anizičnega in langobardskega dolomita v čelu odkopa na etaži Sebastijan VI/6

Fig. 12. Clasts of Upper Scythian, Anisic and Langobardian dolomite from the stope in the Sebastian ore-body

Geneza olistostrom v tektonski enoti Karoli

Spodnji del langobardskih kamenin je v tektonski enoti Karoli enako razvit kot v »Talnini«. V zahodnem delu opazujemo dolomit z drsnimi teksturami. Njegovo genezo smo že razložili pri obravnavi razmer v »Talnini«. Na vzhodnem delu so langobardski sedimenti zdrseli v celoti. Delno so ostali na istem kraju območja Karoli, in sicer kot intraformacijske olistostrome, dobršen del kamenin pa je zdrsel v obliki podvodnega plazju in zapolnil najnižji del centralnega območja Karoli. Zaradi tega nas ne preseneča, da najdemo ponekod izključno langobardske klaste ali pa ti prevladujejo. Redki dobro zaobljeni prodniki langobardskih in zgornjeskitskih kamenin kažejo na ponovno aktiviranje denudacijskih procesov na območju »Talnine«, kjer so bile te kamenine nad erozijsko bazo.

Srednji del olistostrome se loči od spodnjega po veliki raznolikosti klastov tako po litološki kot tudi po stratigrafski plati. V času nastanka tega dela olistostrome so bila obsežna območja severnega praga na kopnem. Razgaljeni so bili različni permokarbonski členi, tik nad robom jarka pa tudi kompaktnjši grödenski peščenjak. S te in severozahodne strani je prihajal z občasnimi plazovi material dezintegriranih permokarbonskih kamenin, ki se je zaradi zelo kratkega

transporta — nekaj 100 m — le malo spremenil. V peščenomeljastih glinastih plazovih so bili vključeni prodniki in klasti, ki so jih vode odlagale v bližini obale na nestabilnem obrobju jarka, ali pa se je material kopičil kot grušč, ki se je gravitacijsko kotatil v obrobne dele jarka. S severnega praga so prinašali plazovi tudi klaste permokarbonskega meljevca in olistolite grödenskega peščenjaka.

Območje Cemernik je dajalo klaste langobardskih kamenin, predvsem pa klaste in olistolite anizičnega dolomita, skitskega oolitnega apnenca ter klaste zgornjeskitskega dolomita in skitskega skrilavca. Istočasno so se sproževali tudi plazovi na zahodni in morda tudi na vzhodni strani, ki so vsebovali procentualno več klastov in prodnikov kot plazovi s severnega obrobja jarka. Osnovni material teh plazov je bil svetlo zelenkasto siv dezintegriran zgornjeskitski skrilavec. Tudi v teh plazovih tufske primese niso redke.

Plazovi so drseli v kotanjo, široko komaj do 60 m in jo hitro zatrpavali. Material plazov se je med seboj mešal. V spodnjih delih še lahko opazujemo prepletanje, medtem ko vsebujejo zgornji deli olistostrome predvsem temnejši material, ki ima izvor na severnem pragu.

Pri obravnavi geneze zgornjih delov olistostrome moramo imeti pred očmi, da so sedimenti nastajali v sorazmerno majhnem in omejenem območju. Idrijski tektonski jarek je bil tedaj že precej napolnjen. Plazovi so bili le še občasni in so imeli manjšo hitrost. Vsaka leča ali plast prodnikov in klastov, ki se lateralno v vseh smereh izklinja, predstavlja samostojen zdrs v sedimentacijski bazen. Material — tako osnova kot vključki — so se očitno sortirali že na obrobju bazena. Končno so se premiki na območju idrijskega tektonskega jarka umirili, denudacija na kopnem se je zmanjšala in sedimentacija v bazenu je postajala enakomerna; na ta način lahko razložimo postopen prehod olistostrom v peščenjak skoncea.

Nastanek olistostrom je vezan na območje orogenih con, antiklinal, na narivna čela in stopničasto zgradbo z občasnimi tektonskimi sunki. V našem primeru so verjetno podvodne blatne tokove povzročali občasni potresni sunki, ki so spremljali dogajanje v idrijskem srednjetriadnem tektonskem sistemu, in vulkansko delovanje v širši okolici. Zaradi zelo strmih pobočij tektonskega jarka pa bi mogli nastajati tudi gravitacijski plazovi brez tektonskega povoda.

O tem, pri kakšni hitrosti blatnih tokov naj bi nastale olistostrome, so mnenja zelo deljena. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so sedimenti s kaotično teksturo verjetno nastali pri hitrem drsenju podvodnih blatnih tokov.

Rekonstrukcija paleogeografskih razmer in kinematskega razvoja idrijskega tektonskega jarka

Kakšne so bile paleogeografske razmere na območju idrijskega tektonskega jarka pred odložitvijo langobardskih sedimentov, lahko zanesljivo sklepamo iz odnosov med bazalnimi tvorbami in erodirano podlago ter iz sestave kamenin tik nad diskordanco.

Dobršen del langobardske dobe so bila območja severnega praga, tektonske enote Karoli, »Talmine« in južnega praga dvignjena nad erozijsko bazo (sl. 1). Sedimentacija je bila skozi ves langobard verjetno neprekinjena le v tistem

delu idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema, ki je ležal na drugi strani severnega praga in smo ga imenovali severno sedimentacijsko območje (L. P l a c e r in J. Č a r, 1975). Na to nam kaže litološki razvoj v pregledanih profilih in še posebno izredna debelina klastičnih sedimentov ter sestava prodnikov v konglomeratu (J. Č a r, 1968). O razmerah v južnem sedimentacijskem območju še nimamo dovolj podatkov.

V prvi razvojni fazi idrijskega tektonskega jarka so bili na večjem delu območja med južnim in severnim pragom, ki je bilo široko le okoli 1,5 kilometra, razgaljeni zgornjeskitski litološki členi, in sicer sivi zrnati dolomit, zelenkasti skrilavec ter laporasti apnenec. V posameznih blokih, pogreznjenih ob prelomih E-W se je ohranil tudi anizični dolomit. Čeprav so nastali prelomi istočasno, so bili premiki ob njih po velikosti zelo različni. Območje Karoli se je ob normalnem prelomu Urbanovec-Zovčan na severni strani in normalnem prelomu Karoli na drugi strani pogreznilo vsaj za 750 m. Na to nam kaže tudi velika debelina anizičnega dolomita v nekaterih profilih, kjer se je ohranil celo v debelini 150 m. Ob manjših prelomih znotraj »Talnine« so znašali premiki le nekaj 10 m. V takih primerih debelina anizičnega dolomita ne presega 45 m.

Posamezni bloki so bili nagnjeni in delno erodirani; zato ležijo langobardski sedimenti v »Talnini« na dveh ali celo treh litostratigrafskih členih. Naklonski koti so bili sorazmerno majhni: dosegli so 30 do 35°. Na območju rudnega telesa Grübler je znašal kot le 23° (L. P l a c e r, 1974—75). V tej prvi razvojni fazi je obstajal tudi že normalni prelom Cemernik. Po poteku erozijske površine ter ohranjenih litoloških členih sklepamo, da je bilo območje Cemernik nagnjeno proti severu (sl. 1).

Severno od tektonske enote Karoli, na območju severnega praga, je erozija že odstranila anizični dolomit, zgornje skitske in spodnjeskitske usedline ter zgornjepermški dolomit. Na površju so ležali permokarbonski skrilavec, meljevec in peščenjak ter ponekod grōdenski peščenjak. Enake razmere so bile tudi zahodno od preloma »O« na južnem permokarbonskem pragu.

V drugi razvojni fazi so bili posamezni deli »Talnine«, celotno območje Karoli ter vsaj nekateri deli južnega obroboja severnega praga pogreznjeni pod morsk gladino in začeli so se odlagati langobardski bazalni sedimenti. V plitvi vodi morfološko razgibane »Talnine« se je usedal apnenec, ki je že v zgodnji diagenetski fazi prešel v svetlo sivi zrnati, ponekod porozni dolomit. Podobne razmere so bile na južnem obröbju severnega praga. Tudi tu so nastajale leče dolomita in konglomerata ter kaolinlitne usedline. Najpogosteje so se te kamenine sedimentirale izmenoma, tako da opazujemo zanimive kombinacije vseh treh vrst kamenin. V nekoliko globlji vodi relativno hitreje pogrezajočega se območja Karoli so nastajale kaolinlitne usedline, dolomit, dolomit z ekstraklasti in leče konglomerata, ki sestoji izključno iz prodnikov anizičnega dolomita in zgornjeskitskih kamenin. Iz tega sklepamo, da so vode prinašale material z vzhoda, zahoda in juga. V teh delih idrijskega tektonskega jarka so bile v tem času omenjene kamenine dvignjene nad erozijsko bazo.

Temu relativno mirnemu obdobju so sledila v tretji razvojni fazi ponovno različno močna premikanja ob že formiranih prelomih z generalno smerjo E-W, ali prečno na to smer. Posamezni bloki so se med premikanjem nagnili in začeli so nastajati olistostromni sedimenti. V severnem pragu so bili v tej fazi močnejši premiki ob normalnem prelomu Auersperg, ki se je nahajal kakih 280 m severno

od preloma Urbanovec-Zovčan (sl. 1). Blok permokarbonskih kamenin južno od preloma Auersperg se je nagnil proti jugu in že odloženi langobardski sedimenti so zdrseli. Nastale so kamenine z drsnimi teksturami. Ker je ostal blok še nadalje na območju sedimentacije, se je nanje začel usedati konglomerat značilen za območje idrijskega rudišča. Blok severno od normalnega preloma Auersperg je bil ponovno dvignjen nad erozijsko bazo. Začela se je najprej počasna, nato pa hitra denudacija. Eroziija je odstranila tanko plast langobardskih sedimentov in nato je odnašala grōdenski peščenjak in permokarbonske litološke člene. Nekateri severni deli severnega praga so ostali skozi ves spodnji langobard na kopnem. V območje sedimentacije so prišli v času usedanja plasti skonca, v celoti pa je bil prag potopljen pod morsko gladino šele med usedanjem tufita in tufa, kajti v skrajnih severnih delih ležijo piroklastične kamenine neposredno na permokarbonskih plasteh.

Višinska razlika med najvišjimi in najnižjimi deli podvodnega reliefa v »Tal-nini« je bila 10 do 20 m. V take lokalne kadunje je drsel delno konsolidiran dolomit. Nastal je dolomit z drsnimi teksturami ali pa intraformacijska olistostroma.

Zahodni del tektonske enote Karoli ni bil nagnjen (sl. 2). Langobardski dolomit je razpokal, premaknil pa se ni. V centralnem in vzhodnem delu je poleg dolomita in dolomita z ekstraklasti zdrselo še nekaj metrov tankoplastovitega konglomerata. Tako so tudi tu nastali sedimenti z drsnimi teksturami ali pa so prešli v intraformacijsko olistostromo vzhodnega oziroma centralnega dela enote Karoli. Istočasno so začeli nositi kratki plazovi z območja severno od preloma Auersperg material erodiranega langobardskega dolomita in kaolinitnih usedlin, grōdenskega peščenjaka ter permokarbonskih plasti. V kotanj 50 do 80 m široko in 500 m dolgo kotanje so se s severne strani privalili olistoliti grōdenskega peščenjaka, z zahodne strani in območja Čemernik pa olistoliti anizičnega dolomita ter oolitnega apnenca.

Najvišji del olistostrome že kaže na bolj umirjeno sedimentacijo. Medtem ko je peščenomeljasti glinasti material neprekinjeno zatrpaval območje Karoli, so prihajali prodniki in klasti le z občasnimi plazovi. Po delni zapolnitvi kotanje se je začela sedimentacija peščenjaka skonca.

Prodnike zgornjeskitskih kamenin, anizičnega dolomita in langobardskega dolomita so vode prinašale z zahodnih in vzhodnih strani tektonskega jarka pa tudi »Talnine«, in sicer iz tistih delov, kjer so se kasneje sedimentirali neposredno na zgornjeskitske člene ali na anizični dolomit plasti skonca ali tufi.

Litološko in stratigrafsko sestavo klastov in prodnikov v idrijskem tektonskem jarku potrjujejo tudi raziskave v severnem sedimentacijskem območju (J. Čar, 1968). Popolna odsotnost zgornjeperskih in spodnjeperskih prodnikov v idrijskem tektonskem jarku je prepričevalen dokaz, da na območjih, ki so komunicirala s tem delom srednjetriadnega tektonskega sistema, v času usedanja olistostrom omenjene kamenine niso bile na površju ali pa so bile že zdavnaj odnesene. V severnem sedimentacijskem območju, kjer je sedimentacija trajala verjetno neprekinjeno skozi ves langobard, pa najdemo prodnike zgornjeperskih in spodnjeperskih kamenin tudi že zelo nizko v profilu langobardskih sedimentov.

Olistostromes in the Idrija Middle Triassic Trough-Fault

Jože Čar

The Idrija Mercury Mine

Thorough investigations of the Idrija ore-deposits and their surroundings have shown that the trough-fault structure in which the Idrija ore-deposits occur is just one part of the extensive Idrija Middle-Triassic tectonic system (L. Placer and J. Čar, 1975). As the age of the ore-deposit has been proved to be Langobardian (B. Berco, 1958; I. Mlakar and M. Drogenik, 1971), a thorough knowledge of the extension, sequence and deposition environment of the Langobardian sediments is of essential importance if a reconstruction is to be made of the kinematic development of the Idrija Middle-Triassic structure and of the paleogeographic features in the Middle-Triassic period.

The Langobardian rocks of the Idrija ore-deposits rest unconformably upon lithostratigraphic units of various ages, so particularly valuable data about geological events in the Middle-Triassic period have been made available by a study of the sediments immediately overlying the unconformity. In this morphologically very varied environment there originated, in the Langobardian substage, among other things, chaotic deposits composed of random boulders and gravels of varying age, size, and roundness, which are floating in a sandy, silty or clayey material.

The nomenclature of chaotic deposits

The term «olistostrome» has come into use for the naming of chaotic deposits (A. Jacobacci, 1965; L. J. G. Schermerhorn, 1966; K. Görler and K. J. Rutter, 1968; E. Abbate et al., 1970; D. Skaberne, 1973; S. V. Ružencev and I. V. Hovorova, 1973; D. Kuščer, N. Kuščer, D. Skaberne, 1974). The generally accepted definition of an olistostrome is «a sediment which is formed by the resedimentation of older rocks through the action of turbidity currents.»

The author distinguishes two types of chaotic sediments in the Idrija ore-deposit. Most of the rocks can, according to their main characteristics, be considered to be typical olistostromes; the rest of them, however, do not have all the characteristics which would be needed in order to class them as real olistostromes, so we shall call them «intraformational olistostromes». In the latter case we are concerned with rocks which have the same appearance and genesis as real olistostromes; however, they originate from beds of the same stratigraphic level, in which they have accumulated after slumping, or from the bedrock itself. Consequently the main definition requirement, namely that the olistostrome constituents should be derived from rocks of foreign formations, is not fulfilled.

In classifying inclusions according to size we are going to retain the proposal of the Italian geologists (E. Abbate et al., 1970), that blocks with a diameter of greater than 4 m be called olistoliths, and those with a smaller diameter clasts.

The geological position of the olistostromes in the Idrija ore-deposit

The present complicated structural features of the Idrija ore-deposit are a result of Triassic and Tertiary tectonic action. The structural geology of the

Idrija area has been dealt with in detail by I. Mlakar (1967, 1969), L. Placer (1973), and by L. Placer and J. Čar (1975). The structural features of the Idrija area in the Middle Triassic have been shown to be the following: the Northern sedimentary basin, the Northern ridge-fault, the Idrija trough fault, the Southern ridge-fault, and the Southern sedimentary basin. Chaotic deposits have been accumulated in the Idrija trough-fault, to be more exact in the area known as Talnina, and in the Karoli structural unit (fig. 1 and 3). In the complicated Tertiary processes of folding and of the occurrence of extensive nappes the general direction of some parts of the Middle-Triassic Idrija trough-fault changed very considerably, but, nevertheless, the Triassic features have been preserved and they can be seen in the present structure of the Idrija ore-deposit (fig. 2).

The intraformational olistostromes in the Talnina structural unit

In the Talnina area the intraformational olistostromes in some places overlie Langobardian light-grey dolomite, in other places they lie discordantly on Upper Scythian dolomite or shale. They occur as lense-shaped intercalations, whose longer axes lie in the direction NW-SE. The thickness of the lens is at the most 10 m, and in length they reach as much as 100 m, whereas in breadth they do not exceed 30 m.

Light-grey, massive, coarse-grained, in places cellular, Langobardian dolomite passes upwards and laterally sequentially through finer-grained intraclastic rocks into coarse intraclastic breccia, and the latter into rocks showing slumping structures (fig. 4, 5, 6 and 8a), which finally grade up into intraformational olistostrome (fig. 7). Near to the contact with the brecciated dolomite the joints between slide-rocks appear to be small; as one gets further away, however, the joints become wider and are filled by bituminous clay. In the vicinity of the dolomite lenses the slide-rocks still lie close to one another (fig. 8a), laterally they pass into clasts of irregular parallelepiped and trapezohedric form or else of completely irregular oblong form, which are floating at random in a black, bituminous, clayey or silty material with a larger or smaller amount of carbonate component or tuff material added (fig. 7 and 8a,b).

The origin of the intraformational olistostromes mentioned above is closely related to the tectonic events in the Idrija trough-fault structure. At a stage when the lower part of the dolomite was well-consolidated and the upper part was only weakly-consolidated, major changes in the sea and land relief took place. The dolomite mass started to slump along the plane of unconformity into local basins. In places submarine creeping and sliding occurred. This was the way in which took place the described gradual transitions from dolomite, through all the various stages of intraclastic textures, to intraformational olistostromes.

Displacements within the slump structure are relatively small. It is considered that they were, at the most, about 10 m.

The origin of the olistostromes occurring in the Karoli unit

The morphology of the Karoli unit, which formed the deepest part of the Idrija Middle-Triassic trough-fault, is rather complicated. The relations between its individual parts and their dimensions are shown in fig. 3.

In the western part, on account of the small amount of creeping which took place, only creep features developed in the dolomite and in the dolomite with extraclasts. In the eastern part, dolomite, dolomite with extraclasts, and lenses of conglomerate were deposited above the erosional unconformity. Because this part was steeply inclined towards the central part of the Karoli unit during Triassic displacements, the whole mass of Langobardian sediments slumped. Dolomites with slumping structures formed which pass into areas with well-developed slump balls (fig. 8a). In lower parts the Langobardian rocks slumped and turned into intraformational olistostrome. Part of the slumped rocks remained in the eastern part of the Karoli unit, while the remaining part filled the lowest area of the central part of the Karoli unit.

The distribution, composition, size, roundness and quantity of olistoliths, clasts and gravels in the true olistostromes, which fill the remaining part of the central area of the Karoli unit up to a depth of 110 m, varies from place to place. They are characterized by a large percentage of gravel, which, in general, is distributed completely at random among the olistoliths and clasts.

Olistoliths of Val Gardena sandstone, of oolitic limestone, and of Anisian and Langobardian dolomite are relatively rare (fig. 10). The lithological composition of the clasts is much more various. Determined were clasts of Carboniferous-Permian silt and sandstone, of Val Gardena sandstone, of various Scythian rocks, and of Anisian dolomite, Langobardian kaolinite deposits, conglomerate and dolomite. Gravels are represented by various Upper Scythian rocks and by Anisian and Langobardian dolomite.

In the upper parts of the Karoli unit the chaotic deposits (fig. 11) pass gradually into olistostromes, in which clasts and gravels are aggregated in lenselike forms in the binder (fig. 9). Olistoliths are lacking here.

The binding material is dark-grey to black in colour, an unsorted sandy-silty-clayey material composed of quartz, chalcedony, carbonate fragments, mica and abundant organic admixtures. In places large plagioclase grains can be found.

The olistostromes of the central part of the Karoli structural unit had their origin in submarine turbidites, which are thought to have been induced by earthquakes caused by volcanic activity in the Idrija region.

The clasts and gravels aggregated in the intercalations, which quickly thin out, indicate independent slumping of the sorted material at the edge of the basin.

The palaeogeographic features and development of the Idrija trough-fault

In its initial development stage a good part of the Idrija trough-fault, as well as the Northern and Southern ridge faults, was uplifted above erosion base level (fig. 1). In the area of the Idrija trough-fault mainly the Upper Scythian beds have been exposed. Here and there outcrops of Anisian dolomite occur, too. The country is crossed by faults lying roughly in the directions E-W and N-S. Notwithstanding that the faults are of the same age, the amounts by which individual faults have been displaced vary a great deal. The Karoli unit dropped between two normal faults, the Urbanovec-Zovčan fault in the north and the Karoli fault in the south. The downthrow amounts to 750 m (fig. 1). This is also

indicated by the considerable thickness of the Anisian dolomite, which amounts to as much as 150 m in places.

Individual blocks were inclined and partially eroded, so that the Langobardian beds of "Talnina" overlie two or even three stratigraphic units. The angles of inclination vary from 23 to 35°.

Anisian dolomite, Scythian beds and Upper Permian dolomite had been removed by erosion from the Northern and, partly, from the Southern ridge fault. Consequently Carboniferous-Permian shale, silt and sandstone, together with, in places, Val Gardena sandstone, were exposed.

In the second stage some parts of the Talnina unit, the whole of the Karoli unit, and at least some parts of the southern edge of the Northern ridge fault, were submerged below sea level. Depending on depth, the energy of the environment, and the chemical composition of the water, dolomite, dolomite with extracasts, and lenses of conglomerate or kaolinite deposits started to be deposited. All the above-mentioned rocks occur in alternation with each other and show a rather complicated structure.

This relatively quiet period was followed by the third development stage, which was characterized by large movements along already-existing faults E-W and N-S. Powerful displacements took place in the Northern ridge fault, along the Auersperg normal fault (fig.1). South from here the Carboniferous-Permian block was inclined towards the south, and the already deposited Langobardian top sediments slumped. The accumulated slumping structures then started to be covered by the conglomerate common in the Idrija ore-deposit.

After the thin Langobardian deposits had been removed from the northern side of the Auersperg fault, erosion of the Val Gardena sandstone and Carboniferous-Permian beds set in. Some northern parts of the Northern ridge fault were flooded by the sea during the period of sedimentation of tuffs only, so that pyroclastic sediments overlie the Carboniferous-Permian beds.

The palaeogeomorphological features and tectonic events in the Idrija trough-fault led to the development of chaotic sediments. Firstly, intraformational olistostromes accumulated in the Talnina area, as well as in the eastern and central parts of Idrija trough-fault. Subsequently the rock debris of Langobardian dolomite, kaolinitic deposits, Val Gardena sandstone and Carboniferous-Permian sediments were brought down from the northern side of the Auersperg fault. From the northern side olistoliths of Val Gardena sandstone slumped into a trough 50-80 m wide and 500 m long, and from the western side and from the Cemernik area (fig. 1) olistoliths of Anisian dolomite and oolitic limestone.

The top part of the olistostrome indicated more uniform deposition of sand, silt and clay. From time to time gravels and clasts were slumped. After partial filling of the hollow, sedimentation of Skonca sandstone started.

The lithological and stratigraphic composition of clasts and gravels from the Idrija trough-fault has also been confirmed by investigation of the Northern sedimentary basin (J. Čar, 1968). The complete lack of Upper Permian and Lower Scythian gravels in the trough-fault is convincing proof that the corresponding beds were removed long before from the areas communicating with the Idrija trough-fault. The gravels mentioned above occur at the lowermost Langobardian level of the Northern sedimentary basin, where continuous sedimentation took place during the whole of the Langobardian period.

Literatura

- Abbate, E., Bortolotti, V., Passerini, P. 1970 Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, Vol. 4, No. 3/4, 521-557, Amsterdam.
- Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. *Geologija* 4, Ljubljana.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. *Diplomsko delo*, Ljubljana.
- Cerenkov, I. N. 1972, Tillitopodobnye obrazovaniya v otloženijah geosinklinal'nyh oblastej. *AN SSSR. Litologija i poleznye iskopaemye*, No. 1, Moskva.
- Cumakov, N. M. 1965, O nekotoryh dokembrijskih tillitopodobnyh porodah SSSR. *AN SSSR. Serija geoložeskaja* 2, Moskva.
- Dimitrijević, M. N., Dimitrijević, M. D., Radošević, B. 1967, Sedimentne teksture u turbiditima. *Beograd*.
- Dott, R. H. 1963, Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, Vol. 47, No. 1, 104-128, Tulsa.
- Folk, R. L. 1969, Klasifikacija karbonatnih i klastičnih stijena. *Geološki glasnik* 13, Sarajevo.
- Gürler, K., Reutter, K. J. 1968, Entstehung und Merkmale der Olistostrome. *Geologische Rundschau*, Band 57, Heft 2, Berlin.
- Jacobacci, A. 1965, Frang sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistoliti nell' Appennino e in Sicilia. *Boi. Soc. Geol. Ital.*, 86, No. 1, Roma.
- Kuščer, D., Krošl-Kuščer, N., Skaberne, D. 1974, Olistostrome v flišu pri Anhovem. *Povzetki referatov*, 8. jug. geol. kongres, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. *Geologija* 10, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, Ljubljana.
- Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. *Geologija* 14, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1974-75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüberl v idrijskem rudišču. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 1, Ljubljana.
- Placer, I., Čar, J. 1975, Problemi rekonstrukcije srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Postnikov, D. V., Latypov, S. S., Fattahutdinov, G. A., Jakupov, I. A. 1972, Osobennosti sedimentacii i diagenetza devonskih usadkov v tektoničeski aktivizirovannoj zone vostočnoj okrainy rusknoj platformy. *AN SSSR. Serija geoložeskaja*, tom 202, no. 6, Moskva.
- Ružencev, S. V., Hovorova, I. V. 1973, Srednepaleozojskie olistostromy v Sakmarskoj zone južnogo Urala. *AN SSSR. Litologija i poleznye iskopaemye* 5, Moskva.
- Schermerhorn, L. J. G. 1966, Terminology of mixed coarse-fine sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 36, No. 3, Tulsa, Oklahoma.
- Skaberne, D. 1973, Sedimentološke raziskave fliša okrog Anhovega. *Diplomsko delo*, Ljubljana.
- Strahov, N. M. 1962, Osnovi teorij litogeneza. Tom. II. *AN SSSR*. Moskva.

Sedimentne oblike triadnih karbonatnih kamenin v osrednjih Posavskih gubah

Bojan Ogorelec in Uroš Premru
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Karbonatne kamenine srednje in zgornje triade v osrednjem delu Posavskih gub imajo sedimentne teksture, značilne za nastanek v neritičnem okolju šelfnega morja. V nekaterih profilih vsebujejo apnenca in dolomiti algine stromatolite, izsušitvene pore in korozijske votline, ki so nastale v plasteh nadplimske cone. V drugih so pogostni intraaklasti, inkrustirani z algami, ter megalodontne školjke in peleti, ki kažejo na sedimentacijo v podplimski coni. Na vrhu triadnega profila kažejo apnene plasti loferski razvoj.

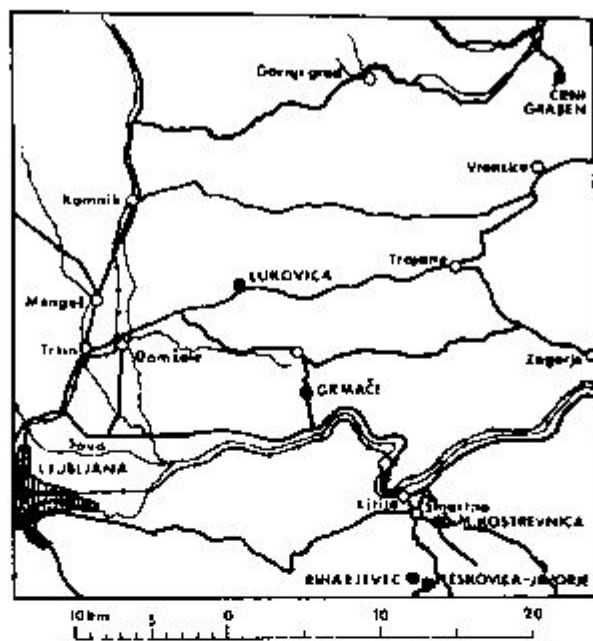
Uvod

Pri kartiranju osrednjih Posavskih gub smo za nadrobno preučevanje nabrali vzorce kamenin iz značilnih profilov anizične in anizično-ladinske stopnje, kordovske podstopnje in retske stopnje. Vzorce je sedimentološko raziskal B. Ogorelec v laboratoriju za sedimentologijo v Heidelbergu. Uporabil je rentgensko metodo, mikroskopiranje in barvanje karbonatov.

Opis profila

Anizična stopnja. Iz srednjega dela anizičnih plasti smo posneli dva mikroprofila, med seboj oddaljena približno 1 km. Prvi leži v manjšem kamnolomu južno od Riharjevca (južno od Šmartna pri Litiji), drugi pa ob cesti Leskovica-Javorje (sl. 1 in 2). V kamnolomu se menjava svetlo sivi drobnokristalasti plastoviti dolomit z laminarnim mikritnim apnencem, ki je delno dolomitiziran. Plasti so debele po nekaj centimetrov. Laminacija je pogojena s številnimi izsušitvenimi porami, ki so vzporedne s plastovitostjo. Pore so povečini manjše od enega milimetra in so zapolnjene s sparitom (sl. 3). V zgornjem delu profila vsebuje okoli 10 cm debela plast pelmikritnega apnenca redke apnene grudice in nedoločljive gastropode.

V profilu ob cesti Leskovica-Javorje je v delno dolomitiziranem apnencu samo en laminirani horizont z izsušitvenimi porami. Debel je okoli 20 cm.



Sl. 1. Lokacije profilov v osrednjem delu Posavskih gub

Fig. 1. Location map of profiles examined in the Central part of Sava Folds

Vzorci v obeh profilih kažejo na sedimentacijo v mirnem okolju, verjetno v laguni, na zelo plitvo vodo in na nadplimsko cono, na kar sklepamo po izsušitvenih porah. Proti zgornjemu delu profila postajajo skladi apnenca z izsušitvenimi porami vedno debelejši.

Anizična in ladinska stopnja. V spodnjem delu profila v kamnolomu pri Lukovici je dolomit plastovit, v zgornjem pa pasovit. Ker je njegov kontakt s permokarbonskimi kameninami tektonski, ne moremo ugotoviti, ali pripada anizu ali ladinu.

Črni plastoviti dolomit v spodnjem delu kamnoloma, debel sedem metrov, vsebuje redke preseke diplopore. Sledje šest metrov debela plast temno sivga

Sl. 2. Sedimentne teksture triadnih kamnin v posameznih profilih

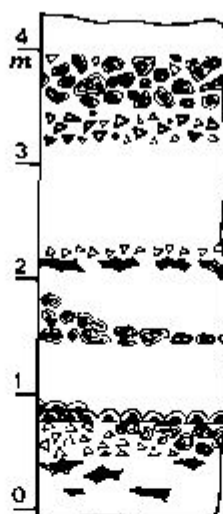
Fig. 2. Sedimentary structures of Triassic rocks in different profiles

- | | |
|--------------------------------------|--------------------------|
| 1 Mikrit | 7 Diplopore |
| Micrite | Diplopores |
| 2 Grudičast pelopkrit | 8 Megalodontidne školjke |
| Lumpal pelmicrite | Megalodontidae |
| 3 Algal stromatolit | 9 Večji gastropodi |
| Algal stromatolite | Large gastropods |
| 4 Intraklasti, inkrustirani z algami | 10 Izsušitvene pore |
| Algal incrusted intraclasts | Shrinkage pores |
| 5 Meljasti peščenjak | 11 Korozijske votline |
| Silty sandstone | Solution cavities |
| 6 Intraformacijska breča | |
| Intraformational breccia | |

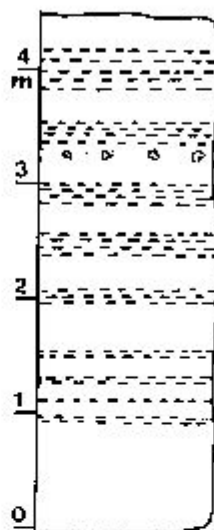
ČRNI GRABEN



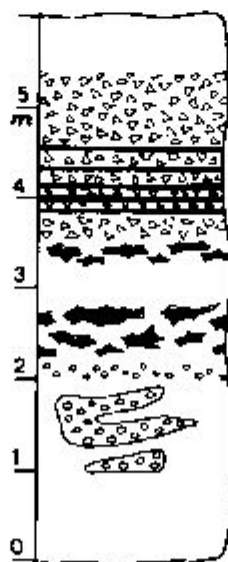
GRMAČE



RIHARJEVEC



MALA KOSTREVNICA





Sl. 3. — Fig. 3.

Mikritni apnec z izsušitvenimi porami, ki so vzporedne s plastovitostjo in zapolnjene s sparitom. Anizični apnec, južno od Riharjevca — Micritic limestone showing shrinkage pores arranged parallel to bedding planes and filled with sparry calcite. Anisian stage S of Riharjevec, natural size



Sl. 4. Intraklasti, inkrustirani z algami v mikritnem dolomitiziranem apnencu s peleti. Anizično-ladinski dolomit, kamnolom Lukovica, naravna velikost

Fig. 4. Intraclasts being incrustated with algae in pelmicritic dolomitized limestone. Anisian-Ladinian stage, Lukovica quarry, natural size

pasovitega dolomita, štiri metre debela plast belega pasovitega dolomita in tri metre debela plast belega neplastovitega kristalastega dolomita.

Vzorec temno sivega pasovitega dolomita sestoji iz peletov v mikritni osnovi. Vmes se pojavljajo milimetrski pasovi plastiklastov, inkrustiranih z algami. Vzorec belega pasovitega dolomita sestoji iz peletov v mikritni osnovi. Med njimi je centimetrski pas intraklastov, inkrustiranih z algami. Vezivo je sparit. Med intraklasti smo našli tudi stromatolitni apnenec in redke drobce koral (sl. 4).

Vzorci kažejo na sedimentacijo v mirnem plitvem okolju, na kar sklepamo po peletih in algunih prevlekah plastiklastov. Občasno je bila energija valovanja v sedimentacijskem prostoru nekoliko večja. Takrat je bilo apneno blato odplaknjeno in se zato intraklasti nahajajo v sparitni osnovi.

Kordevolska podstopnja. Jugovzhodno od Šmartna pri Litiji je lepo razgaljen profil na križišču cest v Mali Kostrevnici. Debel je nekaj nad 5 metrov in se spodaj prične s črnim kristalastim dolomitom, ki više prehaja v belega. Dolomit je neplastovit. Spodnji del profila vsebuje do 50 cm debele leče s številnimi algami *Diplopora annulata* Schafhäutl. Nad temi lečami so alge redke. Sledi okoli 90 cm temno sivoga dolomita s korozijskimi votlinami, velikimi nekaj cm. Votline so popolnoma ali delno zapolnjene s pasovitim sparitom. Nekoliko više so votline manjše.

Zgornji del profila sestoji iz intraformacijske dolomitne breče, posamezni kosi dolomita merijo do 2 cm. Njen srednji del vsebuje centimeter debele plasti rumenega in temno rdečega meljastega peščenjaka z laminarno strukturo. Peščena zrna so tudi dolomitna. V intervalu, kjer se pasovi dolomitne breče menjavajo z meljastim peščenjakom, opazujemo pončkod postopno zrnavost.

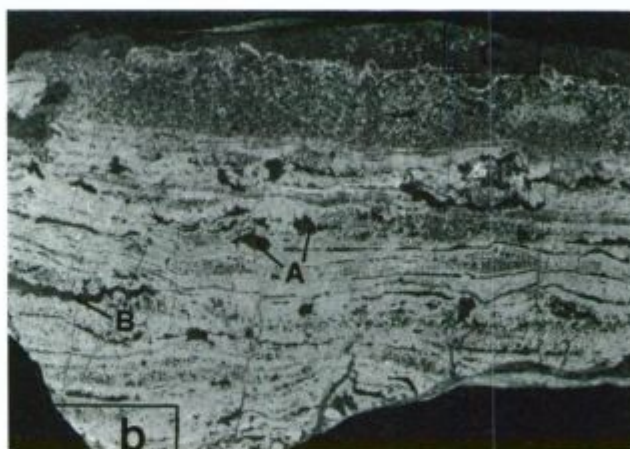
Mikroprofil v kordevolskem dolomitu kaže na prehod globjega sedimentacijskega okolja v plitvo, breča pa na prekinitev v sedimentaciji. Površje je bilo v krajši kopni fazi izpostavljeno zakrasevanju.

Po podatkih s širšega prostora domnevamo, da se intraformacijska breča, korozijske votline in leče z diploporami večkrat ponavljajo in kažejo na ritmično sedimentacijo.

Retska stopnja. V retskem apnencu smo raziskali dva mikroprofila ločrskega razvoja v različnih tektonskih enotah. Profila sta med seboj precej oddaljena. Mikroprofil v Črnem grabnu obsega sedimente kordevolske podstopnje ter noriške in retske stopnje. Debel je 15 metrov in zajema več ciklotemov, debelih 1 do 4 metre. V talnini in krovnini profila nastopa debelooplastoviti svetlo sivi mikritni apnenec.

Intraformacijska breča sestoji v intervalu A iz ostrorobih in slabo zaobljenih intraklastov stromatolitnega in mikritnega apnenca ter iz dolomita intervalov B in C. Drobci breče merijo povečini nekaj milimetrov, medtem ko so nekaj cm veliki intraklasti redkejši. Vezivo je karbonatno in zaradi netopnih ostankov apnenca, nastalih pri zakrasevanju, rjavkasto. Kremenca v osnovi ni. Poleg intraklastov svetlega apnenca vsebuje breča še redke nekaj mm velike drobno zaobljene drobce črnega apnenca. Breča je nastajala na kraju samem, le drobci črnega apnenca so bili prineseni od drugod.

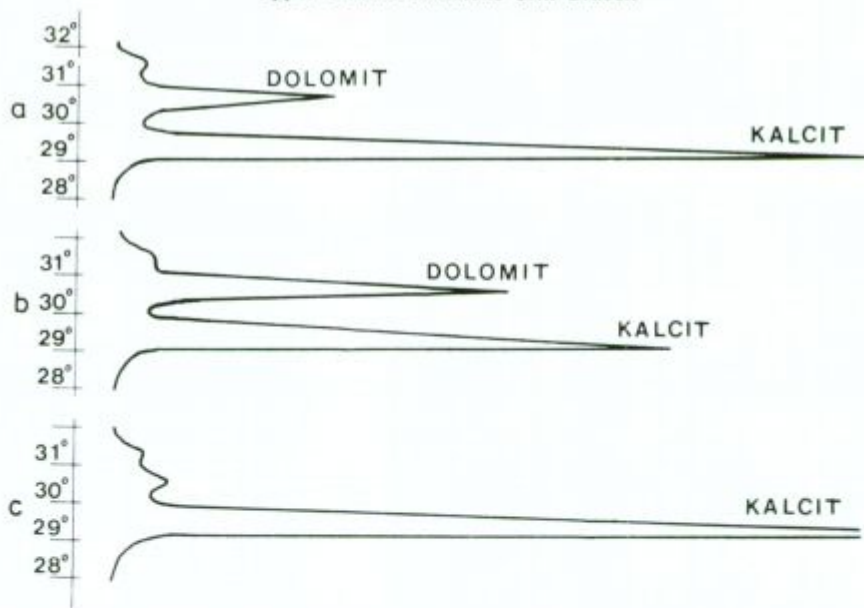
Stromatolitni interval B je debel največ 10 cm. Stromatoliti kažejo povečini horizontalno plastovitost (poligonalni tip stromatolita; sl. 5 in 6). Valoviti, hemisferoidni tip stromatolita najdemo le v eni plasti. Po B. W. Loganu in drugih (1964) je to tip LLH (bočno vezani hemisferoidi). Stromatolitni horizonti



Sl. 5. Stromatolitni dolomitizirani apnenec prehaja v zgornjem delu v mikritnega, naravna velikost
A izsušitvene pore, *B* plastovite izsušitvene razpoke, vzporedne s plastovitostjo, oboje so zapolnjene s sparitom. *b* in *c* vzorca za rentgensko analizo (glej rentgenogramе sl. 6). Zgornjetriadni apnenec, Crni graben, naravna velikost

Fig. 5. Stromatolitic dolomitized limestone passing up into micritic limestone, natural size

A shrinkage pores, *B* sheet cracks both filled with sparite. *b* and *c* samples taken for the radiographic analyse (See fig. 6). Upper Triassic limestone Crni Graben



Sl. 6. Rentgenogrami vzorca stromatolitnega horizonta iz sl. 5. *a* poprečni vzorec, *b* in *c* parcialna vzorca

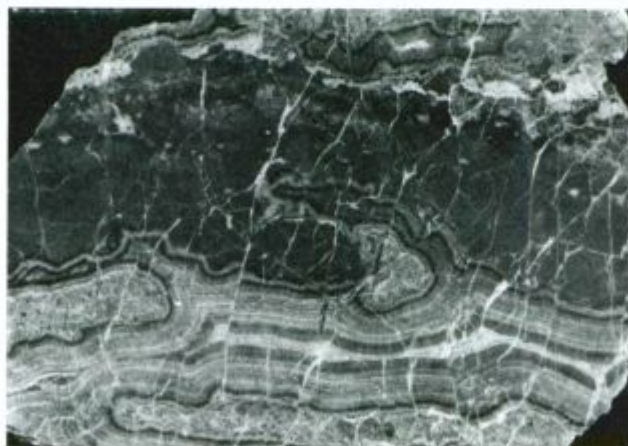
Fig. 6. X-ray diffraction of the stromatolite (sample on Fig. 5.) *a* average sample, *b* and *c* partial samples



Sl. 7. — Fig. 7.

Loferit z izsušitvenimi porami, ki so diagenetsko zapolnjene s sparitom. Zgornjetriadni apnenec, Črni graben, naravna velikost

Loferite riddled by shrinkage pores, filled with sparite. Upper Triassic limestone Črni Graben, natural size



Sl. 8. Korozijske votline v mikritnem apnenecu, zapolnjene s pasovitim sparitom, kažejo kokardno teksturo. Zgornjetriadni apnenec, Črni graben, $\frac{1}{2}$ naravne velikosti

Fig. 8. Solution cavities in micritic limestone filled with laminated sparry calcite and showing cockade structure. Upper Triassic limestone, Črni graben, $\frac{1}{2}$ of natural size



Sl. 9. — Fig. 9.

Intraformacijska breča s tanjšim stromatolitnim vložkom. Osnova intraklastov je mikrit. Pore so cementirane s sparitom. Reto-lias, Grmače, 2 × povečano

Intraformational breccia with thin stromatolitic intercalation. Intraclasts consist of micrite, pores are filled with sparite. Rhaetian-Liassic, Grmače, 2 × enlarged



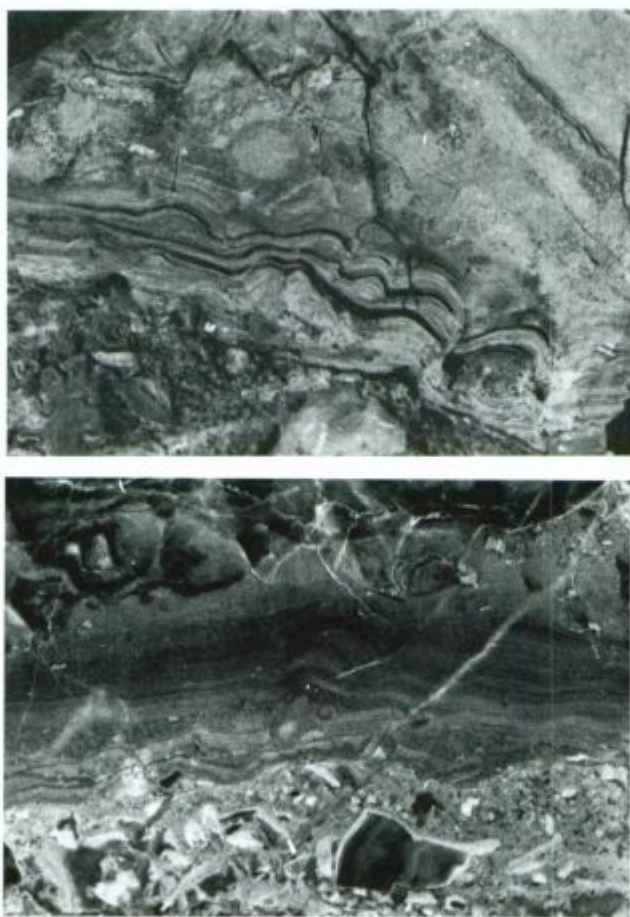
Sl. 10. Stromatolitni horizont prerašča intraformacijsko brečo. Posamezni intraklasti so inkrustirani z algami. Reto-lias, Grmače, naravna velikost

Fig. 10. Intraformational breccia with some algal coated intraclasts, outgrown by stromatolite. Rhaetian-Liassic, Grmače, natural size

sestoje iz kalcita in dolomita, ki se ponekod menjavata po laminah. Jasne stromatolitne laminarne teksture pogosto nadomešča loferit (sl. 7), ki vsebuje številne izsušitvene pore in razpoke, zapolnjene s sparitom.

Dolomit je nastal diagenetsko. Magnezij je bil prvotno organsko vezan v algah. Tako vsebuje 2 mm debela recentna plast modrozelenih alg dovolj magnezija za dolomitno lamino, debelo 1 mm (C. D. Gebele in P. Hoffman, 1973). Dolomitizacija v mikroprofilu Črni graben je vezana na stromatolitne horizonte, na kar kaže tudi dejstvo, da dolomita v intervalih A in C ni.

Interval C je najdebelejši in je po sestavi mikrit. Vsebuje lupine velikih megalodontidnih školjk, ki ponekod grade strnjene horizonte. Od drugih fosilov



Sl. 11. Intraformacijska breča prehaja v stromatolit in mikritni apnenc. Spodaj: presek, zgoraj: naravna površina. Reto-lias, Grmače, naravna velikost

Fig. 11. Intraformational breccia passing into stromatolite and micritic limestone. Lower: polished section, upper: natural surface. Rhaetian-Liassic, Grmače, natural size

nahajamo še redke polže in foraminifere *Permodiscus* sp. V zgornjem delu intervala C so pogostne korozijske votline, nastale med zakrasevanjem (sl. 8). Zapolnjene so s pasovitim sparitom in kažejo kokardno teksturo, ponekod pa so delno zapolnjene z rdečkastim karbonatnim blatom, kakršno najdemo v vezivu breče intervala A.

Profil Grmače je debel štiri metre. Leži v zgornjem delu sedimentnega zaporedja in stratigrafsko najverjetneje pripada retu. Kaže tipični loferski razvoj, posamezni ciklotemi so debeli 1 do 2 metra. Interval A sestoji iz sive in rožnate intraformacijske breče. Njeni nezaobljeni in slabo zaobljeni kosi so veliki 1 mm do 1 cm in predstavljajo povečini zdrobljene kamenine stromatolitnega horizonta B. Nekateri so inkrustirani z algami. Tu in tam vsebuje breča stromatolitne pasove, debele nekaj mm do dva cm (sl.9 do 11). Najdemo tako poligonalni kot hemisferoidni stromatolitni tip. Vezivo breče je sparit.

Stromatolitni interval B nadomešča ponekod do 25 cm debel horizont intraklastov, na debelo inkrustiranih z algami. Osnova je tudi tu sparit (sl.12).

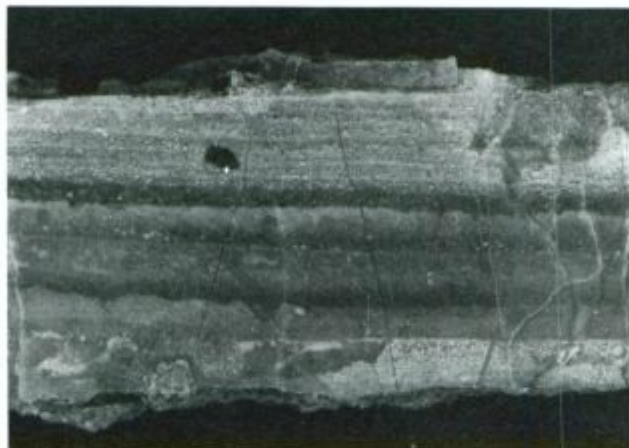
Interval C je svetlo sivi mikritni apnenec, ki vsebuje redke pelete, tu in tam sprijete v gruče. Vmes so redki fragmenti drobnih školjk. V tem intervalu so pogostne tudi korozijske pore in votline, velike 1 do 10 cm. V njih se ritmično menjavata mikrit in sparit (sl. 13). Mikrit vsebuje pogosto pelete. Megalodontid v tem profilu nismo našli, pač pa v neposredni okolici.

Oba profila, v Črnem grabnu in pri Grmačah, kažeta na sedimentacijo v mirnejšem plitvem okolju, na kar sklepamo po peletih in stromatolitih. Občasno je bila energija valovanja večja in takrat so se posamezni intraklasti breče svobodno gibali ter inkrustirali z algami. Sediment je bil občasno nekoliko dvignjen nad morsko gladino in izpostavljen zakrasevanju.



Sl. 12. Intraklasti mikritnega apnenca so inkrustirani z algami. Reto-lias, Grmače, naravna velikost

Fig. 12. Algal coated intraclasts. Intraclasts consist of micritic limestone. Rhaetian-Liassic, Grmače, natural size



Sl. 13. Del zapolnjene votline, nastale pri zakrasevanju. Ritmično menjavanje peletov v mikritni osnovi in sparita. Reto-lias, Grmače

Fig. 13. Part of the solution cavity. Rhythmical alternation of pelmicrite and sparite, Rhaetian-Liassic, Grmače, natural size

Povzetek

V osrednjih Posavskih gubah sta avtorja opisala nekaj značilnih sedimentnih oblik triadnih kamenin. Posnela sta več krajših mikroprofilov, katerih skupna značilnost je sedimentacija v plitvem in relativno mirnem okolju šelfnega morja.

V anizični stopnji se menjavata laminirani mikritni dolomitizirani apnenec in plastoviti dolomit. Laminacija je posledica izsušitvenih por.

Mikroprofil anizično-ladinskega dolomita kaže v spodnjem delu plastoviti dolomit z redkimi preseki diplopore, v zgornjem delu pa pasoviti dolomikrit s peleti. Vmes so redki tanki pasovi drobnih plastiklastov, inkrustiranih z algami, in intraklasti stromatolitnega apnenca.

V mikroprofilu kordevskega dolomita nastopa intraformacijska breča, ki se ponekod menjava z meljastim peščenjakom. Neplastoviti kristalasti dolomit vsebuje leče z algami *Diplopora annulata* Schafhäütl in korozijske votline. Breče kažejo, da je bila sedimentacija občasno prekinjena.

Profila v Črnem grabnu in pri Grmačah kažeta tipični loferski razvoj. Verjetno sta retske starosti. Interval A vsebuje intraformacijsko dolomitno brečo, katere intraklasti so ponekod inkrustirani z algami. Breča se javlja le v nekaterih ciklotemih. V intervalu B nastopa povečini poligonalni tip stromatolita, redkeje hemisferoidni tip LLH. Pri Grmačah je interval B ponekod nadomeščen s horizontom intraklastov, ki so močno inkrustirani z algami. Interval C sestoji iz mikrita, ki vsebuje ponekod tudi pelete. V Črnem grabnu so v teh intervalih številne megalodontide in korozijske votline. Votline kažejo kokardno teksturo in so zapolnjene s pasovitim sparitom ali ponekod delno z rdečkastim karbonatnim blatom. Pri Grmačah kažejo enake votline geopetalno zapolnitev z ritmičnim menjavanjem peletov in sparita. V tem mikroprofilu ni megalodontid, najdemo pa jih v bližnji okolici.

Sedimentary Structures of Triassic Carbonate Rocks in the Central Part of Sava-Folds

Bojan Ogorelec and Uroš Premru
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Carbonate rocks of Middle and Upper Triassic age occurring in the Central Part of Sava Folds show sedimentary structures characteristic for the deposition in neritic condition of the shelf sea. Some of them include algal stromatolites, shrinkage pores and solution cavities indicating a supratidal zone, while others abound in intraclasts incrustated with algs, megalodonts and pellets indicating a subtidal level. The uppermost Triassic beds show lofer facies.

Common characteristic for all the samples taken from the Triassic carbonate rocks of the central Part of Sava Folds (Figs. 1 and 2) are the sedimentary structures conditioned by the sedimentation in the neritic environment of the shelf sea. The Anisian beds consist of fine-grained dolomite intercalated with a few centimeters thick laminated dolomitized limestone. The lamination is effected by numerous shrinkage pores, which are characteristic for the supratidal zone during the deposition (Fig. 3). The microprofile drawn across a quarry near Lukovica village shows bedded dolomite with Diplopores in the lower part and thin layered micritic dolomite with pellets in the upper part, both of the Anisian-Ladinian age. Some algal incrustated plasticlasts and small intraclasts of stromatolitic limestone are present too (Fig. 4).

Intraformational breccia and solution cavities have been observed in the microprofile of Cordevolian dolomite. They indicate a break in the sedimentation.

Profiles across Črni graben (Figs. 5-8) and Grmače (Figs. 9-13) show lofer facies. Both profiles belong most probably to Rhaetic stage. Some intraclasts of the intraformational breccia (interval A) are incrustated with algs. Breccia is not present in every cyclothem. In the interval B polygonal stromatolite type predominates. Interval C consists of micritic limestone with some pellets and megalodonts. Solution cavities are very common and show geopetal filling with sparite.

Literatura

- Fischer, A. G. 1964, The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. V: Merriam D. F., editor, Symposium on Cyclic Sedimentation. Kansas Geol. Surv. Bull., Vol. 169, No. 1, s. 107-149.
- Gebelein, C. D. & Hoffman, P. 1973, Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. Jour. Sed. Petrology, Vol. 43, No. 3, s. 603-613.
- Logan, B. W., Rezac, R. & Ginsburg, R. N. 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites. Jour. Geology, Vol. 72, s. 68-83.
- Zankl, H. 1971, Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. V: Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook VIII. Inter. Sediment. Congress 1971, s. 147-185.

Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru*

Ladislav Placer in Jože Čar
Rudnik živega srebra Idrija

Današnja geološka zgradba idrijskega prostora je rezultat treh faz alpskega gorotvornega cikla: srednjetriadne faze radialnih prelomov, staroterciarne faze gubanja in narivanja ter mladoterciarne faze zmikanja. Časovno te faze še niso točno določene. Najbolj so spremenili triadno sliko učinki staroterciarne faze, ko je nastala krovna zgradba. Problematična sta mehanizem in starost mladoterciarnih zmikov. Med nje spada idrijski prelom; ob njem se je premaknil proti jugovzhodu del idrijskega rudišča. Za rekonstrukcijo srednjetriadne slike je bilo treba izločiti vplive obeh mlajših faz. Pri tem sta si avtorja pomagala tudi s preučevanjem sedimentnega zaporedja, zlasti geneze konglomeratov in kaoličnih sedimentov langobardske starosti, nakopiženih v nekaterih delih idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka, kjer je v langobardski dobi nastalo tudi idrijsko rudišče. Rezultate preučevanja ponazarjata dva prečna profila, prvi konec langobarda in drugi skozi današnje rudišče.

Uvod

Nastanek obeh naših alpskih rudišč, Idrije in Mežice, je v zvezi s triadnimi tektonskimi dogajanja. Kljub temu je bil stil »srednjetriadne« tektonske faze doslej le grobo obdelan. Zato smo se pred nekaj leti lotili celovite rekonstrukcije srednjetriadnih razmer na Idrijskem. Ta problematika ni zanimiva samo za Idrijo, temveč za širši slovenski alpski in dinarski prostor. Zato bomo prikazali metodiko in prve rezultate dela. Raziskave v tej smeri pa bomo še nadaljevali.

Vsi sklepi o zgradbi idrijskega ozemlja slonijo na podrobnem kartiranju površine 250 km² v merilu 1 : 10 000 v letih 1956 do 1973, kartiranju približno 140 km obzornih prog in približno toliko etažnih del v merilu 1 : 500 v letih 1957—1973, kartiranju 74 km globokih jamskih in 60 km vrtin s površine od leta 1948 do 1973, geofizikalnih meritvah in geokemičnem vzorčevanju.

* Avtorja podajata vsebino svojega predavanja na 8. jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu v oktobru 1974.

Tektonske faze in prelomni sistemi na Idrijskem

Razvoj tektonske zgradbe idrijskega ozemlja, kakor smo ga poznali doslej, je bil prikazan na podlagi klasičnih geoloških metod, ki zadostujejo za osnovno predstavo. Za študij tektogeneze in triadnega stanja so pomembni podatki raziskovalcev stratigrafskih in tektonskih razmer, ki so jih v starejšem obdobju posredovali M. V. Lipold (1874), F. Kossmat (1899, 1911, 1936), M. Limanowski (1910a, 1910b), J. Kropáč (1912), A. Pilz (1908, 1915), A. Winkler (1924) in A. Winkler — Hermeden (1936) ter v polpreteklem obdobju M. Iskra (1961) in B. Bercé (1958, 1962, 1963). Vendar je današnja predstava o stratigrafiji in tektoniki v glavnem plod I. Mlakarjevega (1957, 1959, 1964, 1967, 1969, 1971) dela, ki so ga v zadnjem času dopolnili J. Čar (1968), B. Vlačaj (1969), F. Cadež (1972) in M. Cigale (1973) na področju stratigrafije ter L. Placer (1973, 1974/75, 1976) na področju zgradbe rudišča. Tako so bile na Idrijskem ugotovljene tri močnejše tektonske faze alpskega gorotvornega cikla: »srednjetriadna« faza radialnih prelomov, »staroterciarna« faza gubanja in narivanja ter »mladoterciarna« faza zmikanja. Te faze časovno še niso natančno določene. Danes poznamo le učinek in približni časovni okvir njihove aktivnosti. Zato jih navajamo v narekovajih. Položaj srednjekarnijskih klastitov na cordevolskih skladih in diskordantna lega eocenskih flišnih plasti na zgornjekrednem apnencu še nista pojasnjena. Potrebne bodo širše regionalne raziskave južnoalpskega in dinarskega območja, da bi dobili pravo predstavo o njunem geotektonskem pomenu. Po A. Tollmannu (1966, 47) bi sprememba sedimentacije na meji med cordevolsko in julsko dobo ustrezala severnoalpsko-karpatiski mladolabinski fazi, medtem ko predlaga A. Ramovš (1971) zanjo ime mladostovenska faza, ki naj bi trajala ves jul. Diskordantna lega flišnih plasti na krednem apnencu ustreza po H. Stilleju (A. Tollman, 1966, 86) laramijski fazi. Vendar te domneve še niso potrjene.

Pri rekonstrukciji srednjetriadnih razmer je bilo treba izločiti vplive mlajših tektonskih faz, ki so prekrile učinke triadne tektonike. Zato smo najprej preučili »staroterciarno« in »mladoterciarno« fazo ter posvetili posebno pozornost problemu prekrivanja tektonskih struktur različnih starosti.

»Mladoterciarna« faza zmikanja obsega najmlajše tektonske deformacije na idrijskem ozemlju. Prištevamo ji prelome sistema NW-SE, kot npr. idrijski prelom in njemu vzporedno regionalne prelome. Po smeri premikov so to pravi desni zmiki s subhorizontalnim drsenjem blokov, pri čemer vpadajo drse pod kotom 5 do 15° proti jugovzhodu. Študij premika ob idrijskem prelomu je pripeljal do odkritja rudišča Ljubevč (I. Mlakar, 1964), kar je pospešilo raziskovanje tega prelomnega sistema. Premiki ob idrijskem prelomu znaša po I. Mlakarju 2500 m, medtem ko so premiki ob vzporednih prelomih krajši in znašajo v rudišču nekaj decimetrov do 80 m.

Poleg desnih zmkov NW-SE nastopajo tudi levi v smeri NE-SW. Zanje je značilna izrazita porušna cona, toda brez bistvenih premikov. Drse ob njih so v splošnem subhorizontalne in se končujejo ob prelomih NW-SE. Vendar poznamo tudi premike ob prelomih NE-SW, na katere sistem NW-SE ni vplival ali pa zelo malo. Precej jasnemu sistemu omenjenih primarnih prelomov je podrejena mreža sekundarnih prelomnih deformacij, ki je bistveno različna v posameznih delih rudišča in zunaj njega. Primarna orientacija trajektorij normalnih in tangencial-

nih napetosti se je po nastanku zmkov NW-SE in NE-SW spremenila, in sicer v odvisnosti od razporeditve primarnih prelomnih deformacij ter koeficienta trenja v njihovih drsnih ploskvah. Vertikalne premike ob podrcjenih primarnih in sekundarnih prelomih pripisujemo sekundarnemu napetostnemu stanju.

V tej fazi raziskav so nas zanimalo predvsem smeri premikov in njihova velikost ob subvertikalnih zmkih. Ti podatki so nam bili potrebni za rekonstrukcijo stanja po fazi »staroterciarnega« gubanja in narivanja. Z določitvijo primarnih in sekundarnih prelomnih deformacij »mladoterciarnе« faze premikanja se je mreža neznanih struktur bistveno razredčila.

Tu velja omeniti občo problematiko »mladoterciarnih« zmkov, ki jo je na Slovenskem nakazal R. Gospodarič (1969). V splošnem je ta sistem prelomov zelo slabo raziskan. Premalo je poznana njihova mrežbitna vloga v alpskem gorotvornem ciklu, kakor tudi zveza z globinskimi prelomi v zemeljski skorji smeri NW-SE in NE-SW. Zato ni mogoče podati širše tektonske sinteze dokler nimamo dovolj detajlnih podatkov. Problematičen ni le geotektonski mehanizem obravnavanih problemov temveč tudi njihova starost. Na Idrijskem sekajo prelomi tega sistema strukture vseh starijih tektonskih faz. Po A. Winklerju (1936, 241) naj bi začetki premikov ob idrijskem prelomu segali v pliocensko dobo, sam prelom pa naj bi bil zasnovan že nekoliko prej, v miocenu.

Faza »staroterciarnega« gubanja in narivanja je najbolj spremenila triadno zgradbo idrijskega ozemlja. Raziskovala sta jo že M. Limanowski (1910) in A. Winkler (1923), vendar je solidno osnovo za nadaljnje preučevanje postavil šele I. Mlakar (1969). Pri študiju krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda je razlikoval avtohtono podlago, ki jo je imenoval avtohton le glede na Idrijsko ozemlje, in štiri pokrove. Taka zgradba naj bi predstavljala končni stadij deformacije velike polegla gube. Njegova shema krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja in Trnovskega gozda je temeljno delo o tektonski zgradbi jugozahodne Slovenije, ki je tako dokumentirano, da presega okvir teorije.

Starost gubanja in narivanja določimo lahko le približno. Ker prekrivajo krovne strukture eocenske plasti vipavske flišne kadunje, bi »staroterciarni« fazi lahko pripisali posteocensko starost, vendar ne moremo izključiti, da so se premiki začeli že v eocenu ali še prej. V okviru alpskega orogena bi »staroterciarni« premiki ustrezali pirenejski fazi v širšem smislu, pravo starost pa bi lahko določili le z detajlnimi sedimentološkimi raziskavami terciarja v zahodni Sloveniji.

Razlikovanje deformacij gubanja in narivanja od »mladoterciarnih« deformacij je sorazmerno enostavno. V rudišču imamo opravka s »staroterciarnimi« prelomnimi deformacijami, ki se bistveno razlikujejo od mreže »mladoterciarnih« porušitev po smeri prelomnih ploskev in vrsti premikov. Ugotovili smo, da je prekrivanje primarnih porušitev obeh tektonskih faz skoraj izključeno, medtem ko je pogosto med sekundarnimi deformacijami obeh sistemov. Ponekod se prekrivajo tudi sekundarni »staroterciarni« in primarni »mladoterciarni« prelomi.

»Srednjetriadna« tektonska faza predstavlja prvi močnejši sunek alpskega gorotvornega cikla. Stevilni raziskovalci našega ozemlja so ji pripisovali različno starost. Tako jo je F. Kossmat (1936) imenoval ladinska ali predkarnijska orogeneza, ki naj bi trajala ves ladin in cordevol. B. Berce (1963) jo je označil

kot predladinsko in naj bi obsegala ves aniz. A. Tollmann (1966, 47) je uvrstil srednjetriadne premike v starolabinsko in glavno labinsko fazo. Na podlagi novjših ugotovitev (I. Mlakar, 1967; J. Čar, 1968) je postavil J. Čar njene začetke v fassan in meni, da se je nadaljevala tudi v langobardu. V začetku naj bi imela orogenetski, pozneje pa epirogenetski značaj. V zadnjem času je A. Ramovš (1971) podal pregled raziskav triadnih tektonskih dogajanj in predlagal za premike v anizu ime staroslovenska faza, za premike v fassanski dobi in spodnjem delu langobarda pa slovenska faza. U. Premru (1974) je ugotovil ob omenjenih premikih v postpfalskem obdobju do liasa intenzivno epirogenetsko pogrezanje, za katero predlaga ime mezozojska epirogenetska faza.

Po I. Mlakarju (1967) so v srednji triadi radialni prelomi E-W in N-S razkosali idrijsko ozemlje na izolirane bloke. Premiki ob njih naj bi bili subvertikalni, a skladi naj bi ohranili približno horizontalno lego. Ugotovitve J. Čarja (1968) o sedimentaciji langobardskih plasti v idrijski okolici to potrjujejo. Pri obravnavi genetskih in strukturnih posebnosti idrijskega rudišča sta I. Mlakar in M. Drovnik (1971) prvič dokumentirala njegovo langobardsko starost, pri čemer nastopa v langobardskih skladih singenetska ruda, v starejših plasteh pa epigenetska.

Raziskave »srednjetriadne« faze so bile usmerjene najprej le na odprte razpoke in prelome v idrijskem rudišču, orudene s cinabaritom in piritom. Strukturna analiza glede na horizontalno lego plasti, ki naj bi prevladovala v srednji triadi, je pokazala, da so imeli ti prelomi in razpoke enotno smer, značilno za vsa območja idrijskega rudišča. Tako smo lahko izključili večjo remobilizacijo cinabarita v prelome mlajših tektonskih faz. Po I. Mlakarju in M. Drovniku (1971), nastopata v orudnih razpokah poleg cinabarita, melacinarita, pirita, kremenca in drugih zelo redkih mineralov še dolomit in kalcit, ki sta lahko precipitirala iz hidrotermalnih raztopin ali pa prekrystalizirala iz prikamnine. Tako sta postala tudi ta dva minerala sledilni komponenti za odkrivanja »srednjetriadnih« prelomnih deformacij in starejših diagenetskih ali drugih diskontinuitet. Ker prelomi mlajših tektonskih faz niso zapolnjeni s kristalizacijskimi produkti, se po tem jasno ločijo od »srednjetriadnih«.

Strukturna analiza odprtih razpok in prelomov, zapolnjenih samo z dolomitom in kalcitom, je dala enake rezultate kot analiza razpok, zapolnjenih s cinabaritom in piritom (L. Piacer, 1974/75). Če upoštevamo horizontalno lego plasti, imajo vse enako smer. »Srednjetriadno« tektonsko fazo označujejo normalni prelomi in spremljajoče odprte razpoke, ki so imeli v srednji triadi regionalno smer E-W. Prelomi so vpadali proti severu in jugu pod povprečnim kotom 75°, medtem ko so bile razpoke subvertikalne. Poleg tega sistema je nastopala vrsta prečnih prelomov, ki so vpadali strmo proti vzhodu in zahodu s spremljajočimi subvertikalnimi razpokami, tako da je bila morfološka slika obeh sistemov identična. Razlikovala sta se le po tem, da so bili bloki ob normalnih prelomih E-W premaknjeni vertikalno, ob prelomih N-S pa poševno. Prelom »O«, kot najizrazitejši predstavnik tega sistema, kaže sedaj poleg vertikalne tudi horizontalno komponento premika. Zaenkrat še ne moremo trditi, ali gre za diagonalni premik, ali pa je primarna le vertikalna komponenta, s čimer bi se ta prelomni sistem izenačil s sistemom vzhod-zahod.

Problem smeri triadnih prelomov in razpok je rešen le regionalno, medtem ko nastopajo v posameznih območjih rudišča in zunaj njega dokajšnje razlike v smeri prelomnih ploskev.

Problem prekrivanja »srednjetriadnih« tectonskih deformacij z mlajšimi smo rešili z detajlnim študijem morfologije in geneze triadnih struktur. Prvotno subvertikalne triadne prelomne deformacije so pri gibanju zavzele položaj, ki je bil ponekod vzporeden primarnim («Talnina»), drugod pa sekundarnim »staroterciarnim« prelomom (spodnja jama, srednja jama). Tako je prekrivanje tectonskih faz zavzelo sorazmerno velik obseg. »Staroterciarnim« moramo prištet še »mladoterciarnne« porušitve, ki ponekod tudi prekrivajo »srednjetriadne«. Vendar poznamo reaktivirane »srednjetriadne« prelome in razpoke po razmazu cinabarita, pirita, dolomita, kalcita in črne organske snovi.

Novi podatki o odvisnosti razvoja langobardskih sedimentov od tectonskih dogajanj v okviru idrijskega tectonskega sistema

Na podlagi strukturne analize smo dobili prve predstave o triadnih tectonskih procesih. Za ponazoritev kinematskega razvoja tectonskega jarka, v katerem leži idrijsko rudišče, ter paleogeografije posameznih stopenj in podstopenj srednje triade pa so bile potrebne obširne sedimentološke raziskave triadnih sedimentov.

Za uspešno reševanje teh problemov je bilo treba razčleniti ladinske sedimente v rudišču in zunaj njega mnogo detajlneje kot so to izvedli doslej (I. Mlakar, 1967, 1969). V primerjavi z dosedanjimi podatki o razvoju langobardskih kamenin nastopajo pomembne razlike predvsem pri bazalnih tvorbah ter v oceni debelin posameznih litoloških členov. Neposredno nad srednjetriadno erozijsko-tectonsko diskordanco najdemo poleg skrilavca in peščenjaka skenca, konglomerata ter kaolinitnih usedlin še brečo, tufit, apnenec, dolomit in olistostrome. Našteti sedimenti prehajajo v konglomerat z vložki dolomita, tufita in peščenjaka. Sledi zgornji horizont skenca, ki ga prekriva črn klastični apnenec ter končno tuf in tufit z lečami silificiranega apnenca.

Za prva groba litološka korelacija debelin je nakazala na idrijskem prostoru tri sedimentacijska območja, ki so bila v srednji triadi ločena s pragovi (sl. 1). Prvi sedimentacijski bazen je tako imenovano severno sedimentacijsko območje («idrijska srednjeladinska kotlina» — J. Čar, 1968), ki leži znotraj žirovsko-trnovskega pokrova v okolici Idrije, Gor. Dol in Rovt. Tu dosežejo ladinski sedimenti debelino 660 m. Na Tičnici južno od Idrije ležijo langobardski sedimenti diskordantno na spodnje in zgornjeskitskih kameninah, medtem ko severno in zahodno od Idrije prekrivajo povsod le anizični dolomit. Prodniki grčenskih in permokarbonskih kamenin dokazujejo, da so bili permokarbonski in permški sedimenti v srednji triadi zaradi tectonskih premikov dvignjeni nad erozijsko bazo ter vsaj delno erodirani, čeprav z neposrednim opazovanjem na površju doslej nismo mogli dokazati diskordance med permokarbonskimi in langobardskimi usedlinami (J. Čar, 1968).

Od tega sedimentacijskega bazena se bistveno loči drugi, idrijski tectonski jarek, kjer je nastalo živosrebrno rudišče. Znotraj tega je že I. Mlakar (1967) v razvoju langobardskih plasti razlikoval dve območji; medtem ko dosežejo langobardski sedimenti v »Talnini« ponekod le 60 m, so v tectonski enoti Karoli debeli celo 220 m (sl. 1 in 2).

Litološka primerjava langobardskih sedimentov v posameznih delih rudišča je pokazala, da nastopajo razlike v sedimentaciji samo do srednjega dela plasti skonca. Zgornji del horizonta skonca je razvit enotno kot skrilavec, medtem ko je horizont tufa in tufita v idrijskem tektonskem jarku že univerzalen. Na podlagi te zakonitosti smo našli ali potrdili vrsto pomembnih triadnih prelomov, posebno v zgornji zgradbi rudišča.

Pomembne rezultate smo dobili z raziskovanjem bazalnih langobardskih plasti in njihovega odnosa do erodirane podlage (sl. 1). Prvotno so domnevali, da so bazalne tvorbe v »Talnini« in v tektonski enoti Karoli kaolinifrne usedline (I. Mlakar, 1967; I. Mlakar in M. Drovnik, 1971). Novejše raziskave pa kažejo, da kaolinifernih sedimentov v »Talnini« ni, kar je še posebno pomembno pri iskanju komunikacij med posameznimi tektonskimi enotami znotraj idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema in smeri transporta v prvi fazi odlaganja langobardskih sedimentov. Na območju »Talnine« ležijo v dobršnem delu neposredno na erodiranih zgornjeskitskih kameninah kaotični sedimenti, ki prehajajo prek sedimentov z drsnimi teksturami v svetlo siv zrnat, tu in tam porozni langobardski dolomit. Le malo kje je podlaga langobardskih sedimentov tufit. Stik langobardskega dolomita z različnimi permokarbonskimi litološkimi členi ter grōdenskim peščenjakom v zgornji jamski zgradbi je imel I. Mlakar (1967) za srednjetriadni tektonski kontakt (sl. 2). Tudi v tektonski enoti Karoli in SW od nje se ponekod pojavlja dolomit na bazi langobardskih sedimentov, pogosto pa ležijo neposredno na permokarbonskih sedimentih plastovite ali slabo plastovite kaolinifrne usedline in šele na njih leče dolomita ali konglomerata. V višjih delih rudišča nad 1. obzorjem, se naslanjajo na paleozojski skrilavec plasti skonca, v višini Antonijevega rova pa že tufit.

Izravnava prevrnjene sinklinale idrijskega rudišča ter pravičen sklep o značaju stika permokarbonskih in grōdenskih plasti z langobardskimi sedimenti sta omogočila tolmačenje, da predstavlja stik paleozojskih kamenin z langobardskimi sedimenti srednjetriadno erozijsko kotno diskordanco.

Globinsko vrtnanje rudnih teles v skrajnem južnem in jugozahodnem delu rudišča na območju »Talnine« je dalo zanimive podatke o zgradbi tega dela jame. Pokazalo je, da leže tudi tu langobardske plasti diskordantno na permokarbonskem skrilavcu in peščenjaku. Torej so na območju »Talnine« ohranjene podobne triadne strukture kot nad tektonsko enoto Karoli in jugozahodno od nje. Z upoštevanjem teh razmer in številnih tektonskih podatkov sklepamo, da predstavlja blok paleozojskih kamenin v »Talnini« južni prag idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (sl. 1 in 2). Langobardski sedimenti, ki leže diskordantno na zgornjem skitu na drugi strani južnega praga imajo že drugačen razvoj kot tisti na območju »Talnine« in spadajo v južno sedimentacijsko območje. Stik permokarbonskih in skitskih sedimentov na območju »Talnine« med 6. in 7. obzorjem je torej rezultat srednjetriadne tektonike ter potrjuje I. Mlakarjevo (1969, 45) domnevo o triadnem kontaktu med prvim in drugim delom tretjega pokrova v »Talnini« idrijskega rudišča. Po opazovanju tega kontakta je V. J. Smirnov (1965) začel dvomiti v srednjetriadno starost rudišča, ker se je tedaj ta stik obravnaval kot »staroterциarna« narivna ploskev. Izredno bogata ruda v permokarbonskih in skitskih kameninah ter velika koncentracija samorodnega živega srebra v skrilavcu sta dobili s tem enostavno in logično razlago. Kamenine južnega sedimentacijskega območja so ohranjene na ozemlju Vojskega, na Gove-

karjovem vrhu, pri Anžicu v dolini Zale in južno ter jugovzhodno od Rovt vzhodno od Idrije. Na podlagi diskordantne lege langobardskih sedimentov na permokarbonskih plasteh je možno prostorsko povezati vsa tri sedimentacijska območja ter pravilno vrednotiti permokarbonske in permske prodirke in konglomeratu severnega sedimentacijskega območja.

Pred rekonstrukcijo kinematskega razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema smo preučili še genezo nekaterih langobardskih sedimentov, da bi prišli do osnovnih podatkov o sedimentacijskem okolju, relativnem zaporedju usedanja na posameznih blokkih in hitrosti sedimentacije. Studij okolja v času usedanja kaolinitnih usedlin tektonske enote Karoli in severnega permokarbonskega praga ter detajlne sedimentološke raziskave so dale prve zanesljive podatke o njihovi genezi ter o mikromorfologiji triadnega površja in vulkanizma v spodnjem ladinu. Za razlago nastanka idrijskega tektonskega jarka, posebno še tektonske enote Karoli, ter za oceno smeri in dolžine transporta pa so zlasti pomembne raziskave sestave in geneze sedimentov z drsnimi in kaotičnimi teksturami — olistostrome, ki zapolnjujejo nekatere dele jarka.

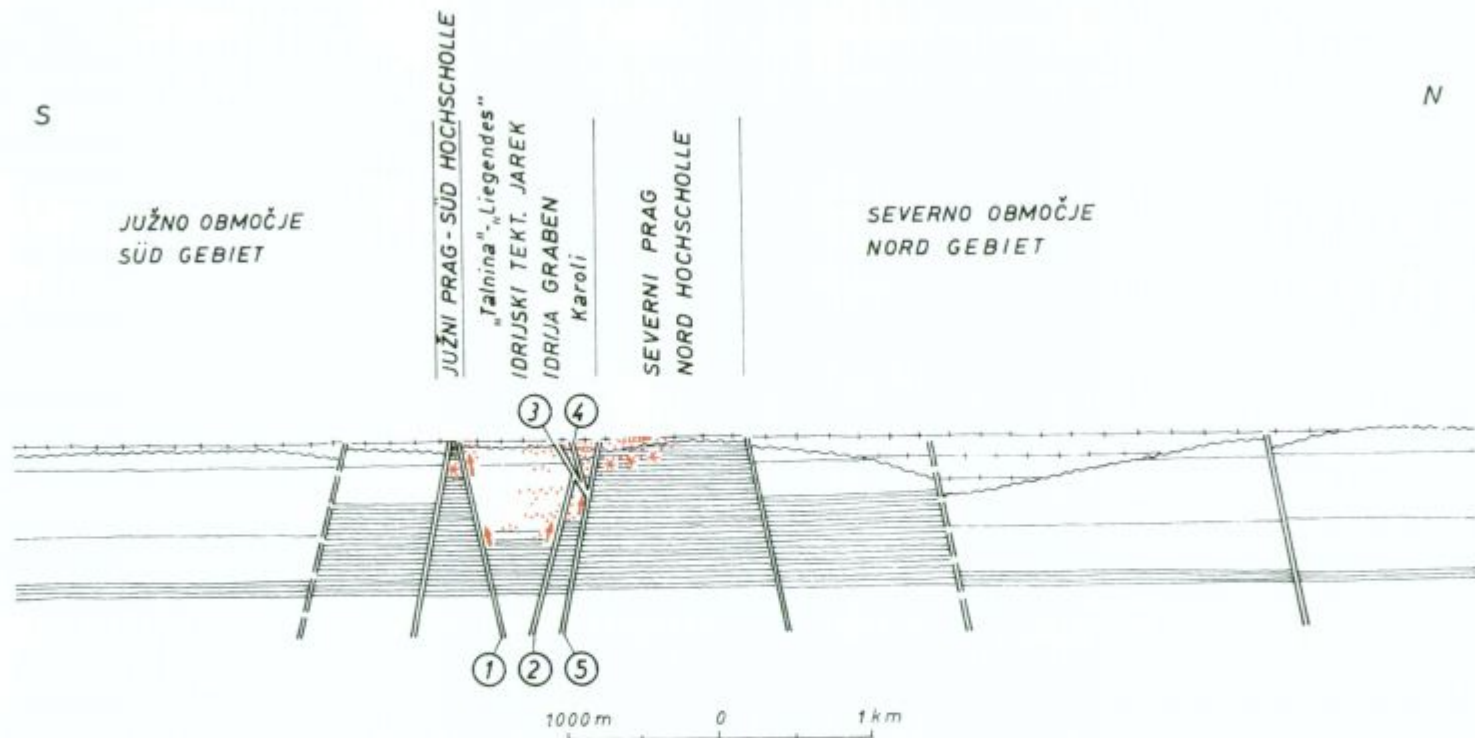
Slika razvoja srednjetriadnega tektonskega jarka dopolnjujejo številne sedimentne teksture v skrilavcu sklonca in spodnjem delu tufita. Poleg tega smo določevali starost in lego prodirnikov v langobardskem konglomeratu v rudišču in na severnem sedimentacijskem območju. Na približne smeri transporta v severnem sedimentacijskem območju kažejo imbrikacije v njem. Ti podatki in časovno vzporedjanje erozije posameznih blokov so nam omogočili dobro rekonstrukcijo razmerja med kopnim in morjem v različnih fazah ter nakazali pomembnejše razvojne mejnike.

Sl. 2. Schematični profil skozi rudišče Idrija. Dopolnjen I. Mlakarjev profil (1967, 5. sl.; 1971, tabla 1)

Abb. 2. Schematisches Querprofil durch die Idrija Quecksilberlagerstätte. Ergänzendes Profil von I. Mlakar (1967, 5. Abb.; 1971, Tafel 1)

1 cordevolske plasti, 2 langobardske plasti, 3 gródenske, zgornjepermske, spodnjetriadne in anizične plasti, 4 permokarbonske plasti, 5 diskordanca med zgornjekrednimi in eocenskim plastmi, 6 diskordanca med permokarbonskimi do anizičnimi in langobardskimi plastmi, 7 »mladoterclarni« izmik, 8 »staroterclarna« meja pokrova, 9 »staroterclarni« nariv znotraj pokrova, 10 »srednjetriadni« normalni prelom, 11 smer dotekanja hidrotermalnih živosrebrnih raztopin, 12 epigenetsko orudenje s HgS, 13 epigenetsko orudenje s HgS, 14 samosudno Hg, 15 žirovska travniški pokrov, 16 kanonjiški pokrov, 17 čakovniški pokrov, 18 koševniški pokrov, 19 »vilohtlona« podlaga, 20 »srednjetriadni« normalni prelom Večarše, 21 »srednjetriadni« normalni prelom Grüber, 22 »srednjetriadni« normalni prelom Cemernek, 23 »srednjetriadni« normalni prelom Karoli, 24 »srednjetriadni« normalni prelom Urbanovec-Zovčan, T_v — noriški dolomit, K_r — spodnjekredni apnenec, K_z — zgornjekredni apnenec, E — eocenski ml

1 Cordevol-Schichten, 2 Langobard-Schichten, 3 Gróden-, Oberperm-, Untertrias- und Anis-Schichten, 4 Permokarbon-Schichten, 5 Diskordanz zwischen den Oberkreide- und Eozän-Schichten, 6 Diskordanz zwischen den Permokarbon- bis Anis- und Langobard-Schichten, 7 »jungtertiäre« Horizontalverschiebung, 8 »mitteltriäre« Deckengrenze, 9 »mitteltriäre« Überschiebung innerhalb der Decke, 10 »mitteltriassische« Verwerfung, 11 Richtung der Zuströmung der Hydrothermalquecksilberlösungen, 12 epigenetische Vererzung mit Zinnober, 13 syngenetische Vererzung mit Zinnober, 14 gediegenes Quecksilber, 15 Zirl-Timova-Decke, 16 Kanonija-Decke, 17 Čakovnik-Decke, 18 Koševnik-Decke, 19 »vilohtlone« Unterlage, 20 »mitteltriassische« Verwerfung Večarše, 21 »mitteltriassische« Verwerfung Grüber, 22 »mitteltriassische« Verwerfung Cemernek, 23 »mitteltriassische« Verwerfung Karoli, 24 »mitteltriassische« Verwerfung Urbanovec-Zovčan, T_v — norischer Dolomit, K_r — Unterkreide-Kalk, K_z — Oberkreide-Kalk, E — Eozänflysch



Sl. 1. Shematični prečni profil srednjetriadne geološke zgradbe idrijskega območja konec langobarda
Legenda na sl. 2.

Abb. 1. Schematisches Querprofil durch den mitteltriassischen geologischen Bau des Idrija-Gebietes Ende Langobard
Legende in Abb. 2.

Sklep

Potem ko smo identificirali prelome »srednjetriadne« tektonske faze in določili njihovo srednjetriadno lego ter upoštevali sedimentološke podatke, smo šele mogli celovito rekonstruirati razmere konce langobarda.

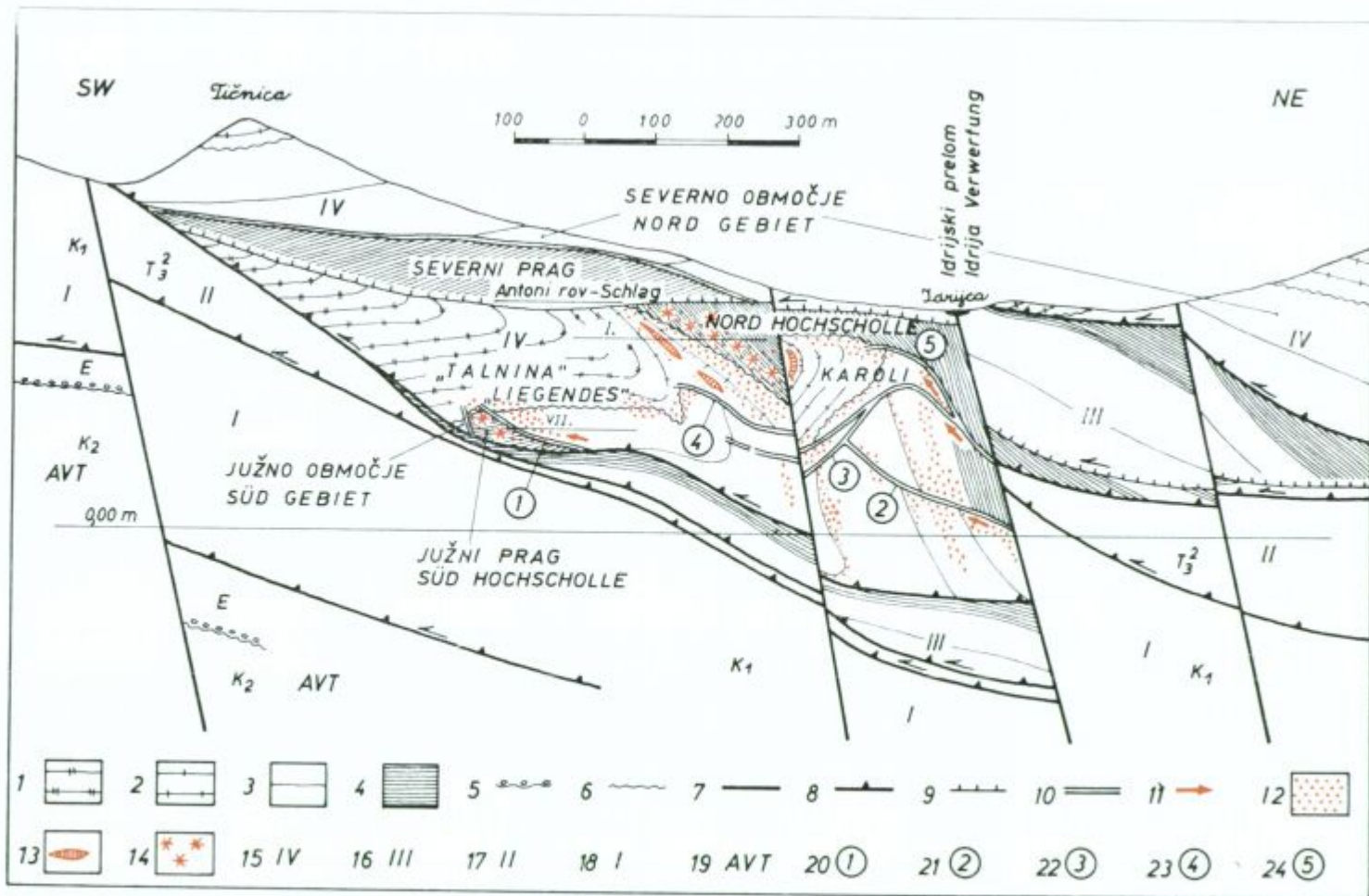
V ta namen je bilo treba analizirati kinematiko gubanja in narivanja. Prvi korak k reševanju tega problema je bila natančnejša rekonstrukcija oblike izhodne polegla gube (L. Placer, 1973), s pomočjo katere so bili določeni premiki med posameznimi krovnimi enotami, njihova prvotna lega ter smer gubanja in narivanja. Pokrovi so bili na Idrijskem narinjani od NNE proti SSW. Njihovi horizontalni premiki znašajo nekaj kilometrov do 30 km za četrti, tj. žirovsko trnovski pokrov. Določena je bila tudi lega idrijskega rudišča, ki se nahaja v prevrnjeni gubi drugega reda znotraj žirovskega pokrova. Ta ugotovitev je omogočila študij srednjetriadnih razmer na območju rudišča in njegove bližnje okolice, saj predstavlja izravnava sekundarne gube glavno strukturno transformacijo v postopku rekonstrukcije.

Izravnava prevrnjene sinklinale idrijskega rudišča in analiza rudonosnih struktur z upoštevanjem rezultatov sedimentoloških raziskav sta dali okvirno paleotektonsko sliko srednjetriadnega tektonskega jarka, v katerem je nastalo rudišče živega srebra. Jarek je bistveno večji kot je bilo znano doslej iz I. Mlakarjevih del; rekonstruirali smo ga na dolžini približno 19 km od Vojskega do Zaplane. V njem nastopajo poleg idrijskega rudišča tudi pojavi cinabaritne rude v Kurji vasi 10 km vzhodno od Idrije in geokemične anomalije na Vojskarški planoti.

Rast polegla gube regionalnega obsega, ki jo uvrščamo med primarne deformacije, je spremljala rast prevrnjene sekundarne gube idrijskega rudišča, pri čemer je njeno obliko in velikost pogojevala lega orudenih kamnin med sorazmerno deformabilnimi permokarbonskimi skladi in srednjekarnijskimi klastiti (L. Placer, 1973, tabla 1 in tabla 2 ter 1976, tabla 1). Preučevanje geometrije in mehanizma gubanja sekundarne gube je privedlo do odkritja zanimivih prelomnih deformacij, ki na prvi pogled niso v skladu z regionalno smerjo gubanja in narivanja, saj so se krovninski bloki ob njih narivali za nekaj metrov do 150 m proti NNE, torej v nasprotni smeri narivanja pokrovov. Vendar se je pokazalo, da so takšni premiki v skladu z mehaniko gubanja in narivanja.

Medtem ko smo zgornjo mejo močnejše tektonske aktivnosti v srednji triadi na območju rudišča že določili, nam za celotno območje idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema podrobni podatki manjkajo. Prav gotovo so se premikanja v širšem prostoru nadaljevala. Na Cerkljanskem imamo pomembne litološke spremembe že v zgornji triadi.

Tudi o začetkih tektonskih premikanj v okviru idrijskega srednjetriadnega tektonskega sistema še ne vemo veliko. O intraformacijski breči v spodnjeskitskem dolomitu je zbranih le nekaj skopih podatkov. Primerjava litološkega razvoja sedimentov na obeh straneh »srednjetriadnega« preloma »O« nam zanesljivo kaže, da je bil aktiven že v zgornjem skitu. Nekoliko več podatkov imamo o litoloških spremembah v anizičnem dolomitu, ki so jih nedvomno povzročila premikanja v sedimentacijskem bazenu v zvezi s širšimi tektonskimi dogajanja na Idrijskem (J. Car, 1968; Čadež, 1973).



Vse kaže, da bo mogoče z detajlnimi sedimentološkimi raziskavami triadnih kamenin dokaj natančno razčleniti triadna tektonska dogajanja na Idrijskem in Cerkljanskem ter ugotoviti, ali gre za kontinuirano tektoniko, ali za več tektonskih faz.

Poleg generalnih raziskav triadne tektonike so pomembno tudi detajlne raziskave idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka, ki je na območju rudišča dostopen v vseh dimenzijah. Končni cilj strukturnih raziskav so poleg paleogeografskih kart tudi karte trajektorij normalnih in tangencialnih napetosti tik pred nastankom »srednjetriadnih«
prelomnih deformacij.

Rekonstruktion der mitteltriassischen Verhältnisse im Idrija-Gebiet

Ladislav Placer und Jože Čar

Ručnik živega srebra Idrija

Der heutige geologische Bau des Idrija Gebietes ist das Ergebnis dreier Phasen der alpidischen Gebirgsbildung denen mitteltriassische radiale Dislokationen, alttertiäre Faltungen und Überschiebungen, und jungtertiäre Horizontalverschiebungen entsprechen. Zeitlich sind diese Phasen noch nicht näher begrenzt worden. Der triassische Bau wurde am stärksten durch alttertiäre Phase überprägt. Zu jungtertiären Bewegungen gehört auch die Idrija-Verwerfung, entlang welcher ein Teil der Idrija-Lagerstätte nach Südost verschoben wurde. Um die mitteltriassischen Verhältnisse zu rekonstruieren, war es notwendig die Einwirkungen beider tertiären Phasen auszuschliessen. Eine der wichtigsten Aufgaben wurde die Ermittlung der ursprünglichen Schichtenfolge und deren Position in der gegenwärtigen Lagerstätte. Dabei haben die Autoren besondere Interesse der Entstehung und der Zusammensetzung der Langobard-Basalablagerungen und Gleitschichten gewidmet. Diese chaotische Gesteine, die im mitteltriassischen Idrija-Graben angehäuft worden sind, haben sich als entsprechende Korrelationsschichten erwiesen. Auch die Erzbildung steht im engen Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung des Idrija-Grabens.

Die Entstehung der bedeutenden Lagerstätte Idrija hängt von den triassischen tektonischen und sedimentären Verhältnissen ab. Trotzdem wurde die mitteltriassische tektonische Phase bis jetzt nicht entsprechend bearbeitet. Wegen der allseitigen Bedeutung des Problems haben wir uns seit einigen Jahren mit der gesamten Rekostruktion der mitteltriassischen Verhältnisse auf dem Idrija-Gebiete befasst. Die Forschungen sind noch im Gange. Weil die Problematik nicht nur für die Idrija-Lagerstätte, sondern für ganz Westslowenien interessant ist, werden in diesem Beitrage die Methodik der Arbeit, sowie die ersten Resultate der Rekonstruktion angeführt.

Die Grundlagen der Kenntnisse des geologischen Baues des Idrija-Gebietes lehnen auf den Arbeiten zahlreicher Autoren, welche in den letzten Jahren dieses Gebiet erforscht haben; die heutige Vorstellung von der Stratigraphie und

Tektonik beruht jedoch hauptsächlich auf den Arbeiten von I. Mlakar (1957, 1959, 1964, 1967, 1969, 1971). Wir haben seine Feststellungen mit Nachforschung aller Verwerfungsstrukturen und der Sedimentationsentwicklung der Triasgesteine noch vertieft. Alle Beschlüsse gründen auf genauem Mappieren der Oberfläche von 250 km² im Maßstabe 1 : 10 000 aus den Jahren 1956—1973, auf der Aufnahme von ungefähr 140 km von Laufstrecken und ungefähr gleich viel Etagenarbeiten im Maßstabe 1 : 500 aus den Jahren 1957—1973. Ferner wurden 134 km Gruben- und Oberflächentiefbohrungen kartiert, sowie geophysikalische Messungen und geochemische Musterungen ausgewertet.

Bei der Rekonstruktion mitteltriassischer Verhältnisse war es nötig, alle jüngere tektonische Phasen auszuschliessen, welche die durch Triastektonik entstandene Strukturen verändert und überprägt hatten. Aus diesem Grunde wurden die Merkmale der «alttertiären» und «jungtertiären» Phase gründlich bearbeitet. Es ist notwendig festzustellen, dass die Bezeichnungen «alttertiär» und «jungtertiär» bis jetzt in diesem Gebiete zeitlich noch nicht endgültig begrenzt worden sind; jedoch wurden deren entsprechende tektonische Bewegungen eindeutig bestimmt. So handelt es sich bei alttertiären Bewegungen um Überschiebungen, bei den jungtertiären aber um Horizontalverschiebungen.

Nach der Bestimmung der alt- und jungtertiären Tektonik wurde die mitteltriassische tektonische Phase identifiziert. Zu diesem Zwecke wurde zuerst das langobardische Sedimentationsmilieu bestimmt. Von besonderer Bedeutung waren hier die basalen Langobardelemente, sowie deren Kontakt mit den Permo-karbon- und Grödenschichten. Es wurde festgestellt, dass dieser Kontakt der paläozoischen Gesteine mit den Langobardsedimenten eine mitteltriassische Winkeldiskordanz darstellt.

Durch die lithologische Korrelation des gesamten Langobardprofils wurden drei Sedimentationsgebiete angedeutet: das nördliche Sedimentationsgebiet, der Idrija-Graben, und das südliche Sedimentationsgebiet. Der Idrija-Graben wurde von dem nördlichen Gebiete durch die nördliche, von dem südlichen Gebiete aber durch die südliche Hochscholle getrennt. Die radialen Dislokationen, entlang denen der Graben abgesunken war, wurden identifiziert (siehe Abb. 1 und 2).

Der Graben ist bedeutend länger als es bisher angenommen wurde, und zwar von Vojsko bis Zaplana, ungefähr 19 km. In diesem Graben sind ausser der Idrija Lagerstätte auch Zinnobervorkommen bei Kurja vas, 10 km östlich von Idrija, und auf der Vojsko Hochebene entstanden.

Bei den alttertiären Überschiebungen wurde die Idrija Lagerstätte in der vierten, sogenannten Trnovo-Ziri Decke, in der Form einer sekundären überkippten Synklinale eingeschlossen. Das Entfalten dieser Synklinale in die ursprüngliche Form des Idrija-Gebietes, war der hauptsächlich Gegenstand der Arbeit.

Bei den jungtertiären Horizontalverschiebungen wurde ein Teil der Idrija Lagerstätte in südöstlicher Richtung in das Ljubevč Gebiet verschoben.

Literatura

- Bercé, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
 Bercé, B. 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18, Pavia.
 Bercé, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladnische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart.

- Cigale, M. 1973, Razvoj julskih in fuvalskih plasti v okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Cadež, F. 1972, Razvoj anizijskih skladov v okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1969, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Gospodarič, R. 1969, Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden. Geol. Rundsch. 59, 1, Stuttgart.
- Iskra, M. 1961, Prispevek k stratigrafiji in tektoniki ozemlja Zgornje Idrije in Nikove. Geologija 7, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1911, Geologie des idriener Quecksilberbergbaues. Jb. Geol., R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, Berlin.
- Kropáč, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Wien.
- Limanowski, M. 1910, Die tektonischen Verhältnisse des Quecksilberbergbaues in Idria. Bull. Acad. Scien. Cracovie, Serie A, Cracovie (1910 a).
- Limanowski, M. 1910, Wielkie przemieszczenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Widz. przyr. akad. Umiej., Serye III, Tom 10, Krakow (1910 b).
- Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Mlakar, I. 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.
- Mlakar, I. in Drovenik, M. 1971, Genetske in strukturne posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, Ljubljana.
- Pilz, A. 1908, Überblick über den Quecksilberbergbau und Quecksilberhüttenbetrieb von Idria in Krain. Berg und Hüttenm. Rundschau, Kattowitz.
- Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, Essen.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1974-75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüber v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Placer, L. 1976, Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). I simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope, Beograd.
- Smirnov, V. J. 1965, Tri nedeli v Jugoslaviji. Vestnik moskovskoga universiteta 1, serija IV, Moskva.
- Tollmann, A. 1906, Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. 21, Stuttgart.
- Vlaj, B. 1969, Razvoj cordevolskih in spodnjekarnijskih plasti v okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Winkler, A. 1924, Über die Bau der östlichen Südalpen, Mitt. Geol. Gesell. Wien, Band XVI, (1923), Wien.
- Winkler-Hermanden, A. 1936, Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. Geol. Rundschau 27, Stuttgart.

Paleomorfologija potoka Zala

Paleomorphological Features of the Zala Creek

Ivan Mlakar
Rudnik živega srebra Idrija

Avtor je rekonstruiral star idrijski peneplen. Pri tem se je pokazalo, da je potok Zala, desni pritok reke Idrijce, nekdanj tekkel po zdrobljeni coni preloma Zala vzdolž kontakta med triadnimi in krednimi skladi. Ko se je po končani peneplenizaciji teren epirogenetsko dvigal, je vodni tok vrezoval svojo strugo vedno globlje, se oddaljeval od preloma proti jugozahodu in pri tem ohranil svojo smer, v glavnem vzporedno s prelomom. Avtor je svojo rekonstrukcijo prikazal tudi grafično in pri tem razmišljal v obratni smeri, kako je na podlagi rekonstruirane višine starega peneplena možno določiti naklonski kot prelomne ploskve.

From the reconstruction of the old Idrija peneplain resulted that the creek Zala, a right tributary of the river Idrijca, was formerly following the crushed zone associated with the Zala fault along the contact of Triassic and Cretaceous beds. During uplifting, after completed peneplainization, the river was deepening its bed maintaining its original direction, and in this way disgressed from the fault towards southwest. Therefore these rather young geological events have not disturbed the course of the creek, but the creek was able to saw its way, generally parallel to the fault, across the inequalities as fast as these appeared. The author also discusses the possibility of determining the dip of the fault plane from the reconstructed elevation of the peneplain.

V geološki literaturi pogosto poudarjajo odvisnost mreže površinskih tokov od geološke zgradbe ozemlja. Vendar smo pri delu na terenu večkrat presenečeni, saj so doline in globoke grape pogosto vrezane v povsem zdravih kamninah, tektonske linije pa potekajo subparalelno z njimi več 10 ali celo več 100 metrov stran v pobočjih. Ker taki primeri niso redki, zlasti geomorfologi često podvomijo o odločilnem pomenu tektonske predispozicije za površinske vodne tokove.

Na idrijskem ozemlju so taki primeri zelo pogostni. V strukturi geologiji niso posebej obravnavani, a jih lahko enostavno razložimo. Dolina potoka Zala je v dolžini 3 km od Barake do Podroteje globoko vrezana v sklade spodnjekrednega apnenca, ki vpadajo položno proti jugozahodu (sl. 1). Vzporedno z dolino poteka visoko v desnem bregu prelom Zala z vpadom 60° NE. Na prelomu se kredne plasti stikajo s triadnimi. Kamenine so ob stiku zdrobljene in celo milo-

nitizirane v širini več metrov. Zato preseneča, da se dolina Zale ni formirala vzdolž tega kontakta, temveč je struga vrezana v zdravem krednem apnencu.

Dinarski prelom Zale je subparalelen idrijskemu prelomu in po doslej zbranih podatkih skoraj gotovo pliocenske starosti. V višini 730 m je star peneplena, ki ga na severu nakazuje Govekarjev vrh, na jugu pa območje Pevca.

Jasna genetska zveza med prelomi in površinskimi vodnimi tokovi obstoji tedaj, če eni in drugi potekajo subparalelno, kar lahko trdimo tudi za prelom in potok Zala. V času peneplenizacije je površinski vodni tok brez dvoma potekal vzdolž preloma Zala po porušeni coni kamenin ob stiku različnih vodoprepustnih in neprepustnih plasti. Zaradi kasnejšega dviganja terena ter naglega poglobljanja struge Zala ni več sledila poševni zdrobljeni coni, temveč je vrezovala svojo strugo več ali manj vertikalno v trdne kredne sklade, kar je tipično za nastanek epigenetskih dolin.

Na podlagi podatkov o penepleni in poteku preloma lahko razmišljamo tudi v obratni smeri ter določimo vpad prelomne ploskve grafično ali računsko z rešitvijo preproste trigonometrične funkcije:

$$\operatorname{tga} = \frac{d \cdot v}{a} \quad (1)$$

kjer je a vpadni kot prelomne ploskve, v višinska razlika med koto ravnika in višino, na kateri prelom seka površje, d pa je horizontalna projekcija razdalje med dnom doline ter linijo, v kateri prelom seka površje (sl. 1). Podatek o vpadu prelomne ploskve je toliko bolj zanesljiv, čim bolj premočrtno poteka dolina (meandriranje). Pri znanem vpadu prelomne ploskve pa lahko glede na hidrografska mreža poskušamo ugotavljati višino nekdanjega peneplena.

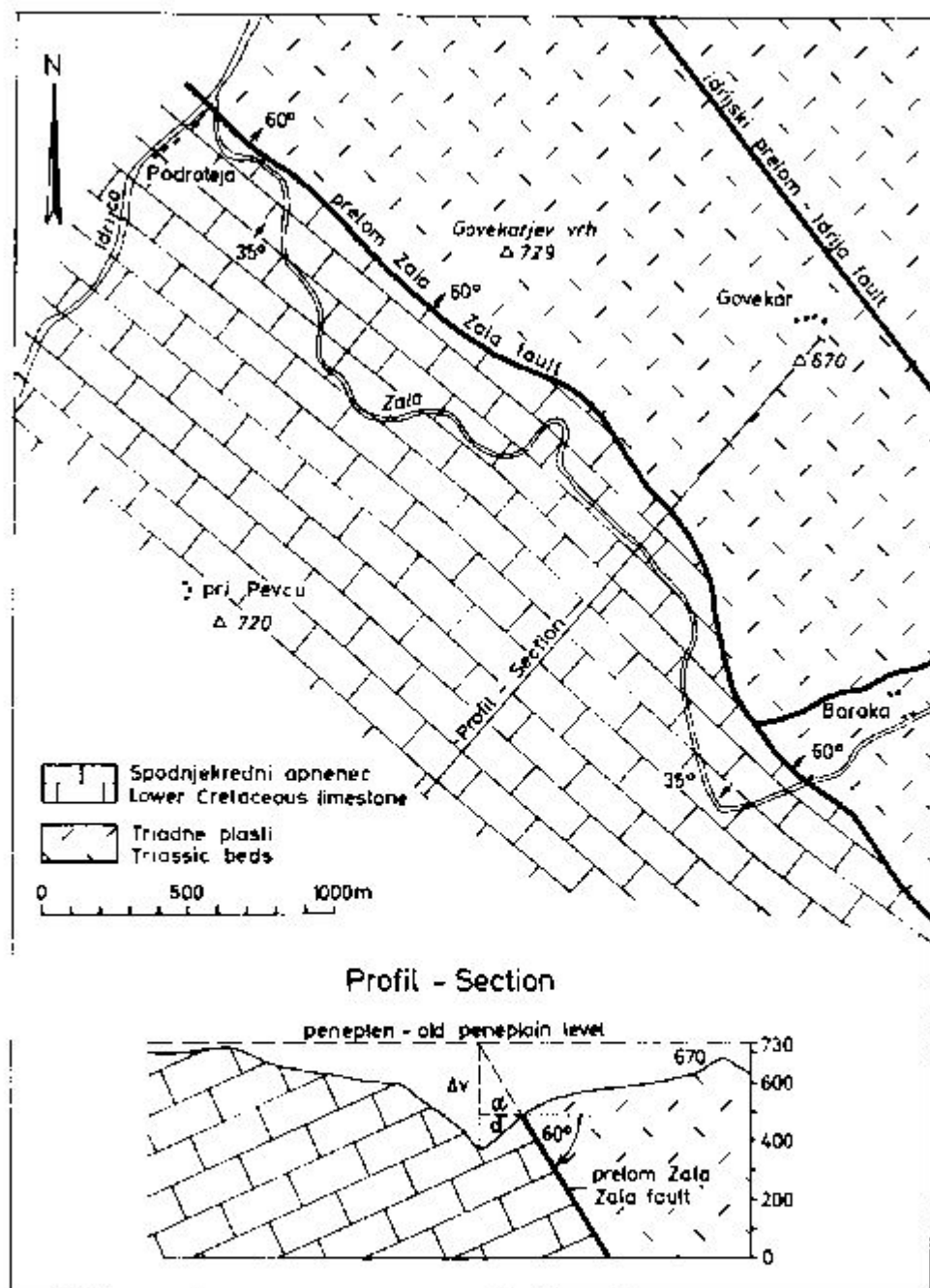
Dislokacija, ki poteka po dnu doline, je v večini primerov subvertikalni prelom. V primeru, ko se veča razdalja med dolino in prelomom, ki poteka subparalelno z njo (če ta ni pogojena z morfološko terena), pa imamo opraviti s čedalje bolj položnimi prelomi in končno z naravnimi ploskvami. Doline potokov ali rek se vedno formirajo v spodnjem prelomnem krilu, torej nasproti vpadu prelomne ploskve (npr. savski prelom med Jesenicami in Trzičem ter narivni rob Trnovskega gozda nad Vipavsko dolino).

Nakazane zakonitosti veljajo le za območja, kjer se je po stadiju peneplenizacije ozemlje hitro dvigalo, sicer hidrografska mreža sledi geološko predisponiranim smerem. Poleg tega opisane metode za določanje vpada prelomne ploskve ne smemo uporabljati samo zase, temveč skupno z drugimi načini (metoda treh točk, pravilo V, vrtine itd.).

Za pravilno razumevanje nastanka hidrografske mreže, je treba torej rekonstruirati geološko situacijo na višini nekdanjega peneplena. Pri tem ni važna le lega prelomov, temveč so pomembni tudi stiki vodoprepustnih in neprepustnih plasti ter mehanske lastnosti kamenin. Po taki rekonstrukciji se šele pokaže odločilni pomen geološke predispozicije za nastanek hidrografske mreže, ki je pri današnjem stadiju erozije že pogosto zamaskirana. Odnos med peneplenom, dolino in prelomom, pa nam večkrat nudi važne in morda edine podatke o vpadu prelomne ploskve, oziroma stilu tektonske zgradbe terena.

Literatura

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba Idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, Ljubljana.



Sl. 1. Geološka skica in profil kažejo odvisnost potoka Zala od preloma Zala
 Fig. 1. Geologic sketch map and section showing the relations between the creek Zala and the fault Zala

Ali so Posavske gube zgrajene iz krovnih narivov?

Dušan Kuščer

Inštitut za geologijo FNT ulovcrze v Ljubljani, Aškercčeva 20

Avtor kritično obravnava Premrujevo tektonsko interpretacijo srednjega dela Posavskih gub, objavljeno v Geologiji 1974, kjer za predpostavljene krovne narive niso podani prepričljivi dokazi. Ze preje objavljeni podatki o triadi v okolici Zagorja celo jasno kažejo, da gre za avtohtono območje. Enaki psevdoziljski skladi leže v podlagi terciarja in na njegovi severni strani ter kažejo tudi na tektonsko enotno podlago. Po Premruju pa naj bi to območje pripadalo delno litijskemu narivu, delno pa južnemu robu trojanskega nariva in naj bi bilo brez psevdoziljskih skladov.

Po končanem kartiranju večjega območja bo geolog številna terenska in laboratorijska opazovanja med seboj primerjal in povezoval. Pri tem bo skušal izluščiti osnovne značilnosti preiskanega ozemlja in podati pregledno sliko o njegovi geološki zgradbi. Pri opisu geološke zgradbe bi moral govoriti geolog tudi o položaju kamenin, ki se nahajajo v globini do nekaj kilometrov. Ker pa le-teh skoro nikjer neposredno ne more opazovati, je slika, ki jo lahko ponazori, več ali manj le verjetna predpostavka. Zato govorimo o interpretaciji geološke zgradbe. Čim bolj zamotana je zgradba določenega območja, tem težje je dati zanesljivo interpretacijo. Pravilno interpretiranje geološke zgradbe je zato težka naloga. Geolog mora pri tem dobro poznati ves teren in preučiti vse obstoječe geološke podatke. Najteže je pravilno interpretirati zgradbo velikih krovnih narivov. Zato ni nič čudnega, da so razni raziskovalci isti teren véasih zelo različno ali celo nasprotno interpretirali. Tako je Winkler mislil, da je v Posavskih gubah velik krovni nariv, ki naj bi bil narinjen od juga proti severu za okrog 15 do 25 km (Winkler, 1923, 212). Premru pa vidi v Posavskih gubah štiri narive, ki naj bi bili narinjeni od severa proti jugu za okrog 20 km (Premru, 1974). Ker je Winkler med pomembnejšimi raziskovalci geologije našega ozemlja, smo pričakovali, da bo Premru v svojem članku razpravljaj o njegovi interpretaciji in nato utemeljil svojo. Razen naštevanja imen avtorjev, ki so o tektoniki Posavskih gub podali svoje mnenje, pa je v Premrujevem članku le nekaj skopih navedb o njihovi interpretaciji, a nobenega sledu o takem razpravljanju. Pogrešamo tudi precizne in podrobne opise ter skice važnejših terenskih opazovanj, predvsem natančne profile, po katerih bi lahko opazovali

narivne kontakte, in podrobne geološke skice območij, kjer so bili raziskani priloženi stratigrafski stolpci. Premrujeva izvajanja bodo zato čitatelja težko prepričala, saj je zaradi pomanjkanja podrobnih podatkov njihova neposredna kontrola na terenu skoro nemogoča. Bravec, ki pozna starejšo literaturo o Posavskih gubah, se bo zaradi tega težko odločil, ali naj bolj verjame Winklerju, ali Premruju, ali nobenemu od obeh.

Winkler je gradil svojo interpretacijo na domnevno enaki starosti dolomita in psevdofiljskih skladov trojanskega antiklinorija. V okolici Zagorja pa je bilo možno ugotoviti, da leže psevdofiljski skladi normalno, konkordantno na dolomitu. To kaže, da je Winklerjeva domneva bila napačna in je zato njegova interpretacija brez osnove.

Premru opisuje v Posavskih gubah štiri narive: dolski, litijski, trojanski in tuhinjski. Ti naj bi bili narinjeni s severa proti jugu na avtohtono območje, ki naj bi ga tvorili litijska in trojanska antiklinala. Pred narinanjem naj bi bilo območje približno trikrat širše kot je danes, tj. okrog 80 km. Dolski in litijski nariv naj bi bila nastala iz triadnih oziroma triadnih in terciarnih plasti, ki so bile odložene na območju med današnjo litijsko in trojansko antiklinalo. Narinjena naj bi bila šele v meotu. Tedaj je bil dolski nariv potisnjen na teme litijske antiklinalne, litijski nariv pa v neposredno sosesčino litijske antiklinalne in z južnim robom delno na dolski nariv. Trojanski in tuhinjski nariv naj bi bila nastala iz triadnih oziroma triadnih in terciarnih plasti, odloženih severno od avtohtonega ozemlja, ki naj bi ga predstavljali današnja trojanska antiklinala, rakitovska sinklinala in druga manjša sosednja območja. Trojanski nariv je bil nato potisnjen na trojansko antiklinalo, rakitovško sinklinalo in sosednja območja, tuhinjski nariv pa na trojanski nariv tik do severnega roba tuhinjske sinklinalne. Tuhinjski nariv tvori po Premruju najsevernejšo tektonsko enoto Posavskih gub. Nanj so narinjene Savinjske Alpe.

Premru gradi svojo interpretacijo na facialni analizi ladinskih plasti. V severnem delu raziskanega ozemlja naj bi bil v ladinu eugeosinklinalni del sedimentacijskega prostora, ki naj bi obsegal današnji savinjski, tuhinjski in trojanski nariv. Tu so se odlagali psevdofiljski skladi. Takšne sklade pa dobimo po Premruju tudi drugod — na miogeosinklinalnem območju s karbonatno sedimentacijo, in sicer v kamniški luskasti zgradbi in v severnem delu trojanske antiklinalne (str. 270 ter sl. 4 in 11). Slika 4 ni v skladu s tekstom, saj kaže v trojanski antiklinali spodnji del fasana v karbonatnem razvoju, ne pa tudi psevdofiljskih skladov, ki jih omenja v tekstu. Stevilni stratigrafski stolpci v Premrujevem članku so brez dvoma rezultat občrnega terenskega dela. Nekateri so tako nenavadni, da bi jih moral avtor vsekakor dopolniti s podrobnimi terenskimi profili in skicami. Ker teh ni, bo marsikdo domneval, da ne kažejo pravega zaporedja plasti, kakršnega lahko najdemo na terenu, temveč da so že obremenjeni z določeno mero subjektivnih interpretacij. Nenavadno je namreč, da imamo na območjih, ki so široka in dolga le nekaj kilometrov, različne faciese fasanških in langobardskih plasti v debelini 500 do 700 metrov. Takšen je stolpec fasanških in langobardskih plasti rakitovške sinklinalne (sl. 4), ki je po vsej višini razdeljen na drobo, peščcnjak in glinovec na eni strani, ter večidel apnene sedimente na drugi strani. Podobno kaže tudi stolpec triadnih plasti med Špitaličem in Vranskim (sl. 5) na eni strani ves fasan in langobard kot neplastoviti dolomit, na drugi strani pa kot zaporedje plastovitiga apnenca, glinovca, drobe, apnenca

z roženci, radiolarita in tufa. Stolpec za območje med Kamnikom in Zlatim poljem (sl. 7) kaže celo tri dele, na desni ploščasti apnenec in glinovec, na sredi neplastoviti dolomit, na levi pa spodaj neplastoviti dolomit, nad tem pa še okrog 200 m glinovca z drobo. Stolpci kažejo tudi v severnem delu raziskanega ozemlja ponekod neprekinjeno sedimentacijo karbonatnih kamenin v vsem fasanu in langobardu, kar naj bi bilo sicer značilno za južni del raziskanega območja. Če so ti stolpci pravilni, potem pa facialna razlika med severnim delom in južnim delom ni povsod tako izrazita in je s tem tudi predložena tektonska interpretacija manj zanesljiva.

Nekaj podrobnejših pripomb damo lahko le za okolico Zagorja, ki jo avtor tega članka bolje pozna. Premru imenuje strukturo permokarbonskih kamenin pri Litiji antiklinalo, terciarne plasti pri Zagorju pa sinklinalo v nasprotju z Gradom (cit. po Premruju 1974, 263) in Kušcerjem (1967), ki sta za ti dve enoti uporabljala izraza antiklinorij oziroma sinklinorij. Mislimo, da raba prvega ali drugega izraza ni bistvenega pomena, saj je antiklinorij oziroma sinklinorij le bolj komplicirana antiklinala oziroma sinklinala. Vsekakor bi pa bilo manj nejasnosti, če bi imenovali zagorski terciar kot sinklinorij, saj je zgrajen iz več vzporednih sinklinal. Čudno je le, da Premru podpira rabo izrazov antiklinala in sinklinala s citiranjem Murawškega (1968—1971), češ da sta po definicijah, ki sta tu podani, pasova permokarbonskih plasti pri Litiji in terciarnih plasti pri Zagorju tako ozka, da ne bi smeli uporabljati izrazov antiklinorij in sinklinorij (Premru 1974, 263, 264). Vendar med podrobnejšim čitanjem definicij sinklinorija in antiklinorija pri Murawškem nismo mogli zaslediti ničesar o najmanjši širini struktur, pri kateri bi bila ta dva izraza še dopustna. Bolj nas pa moti to, da so geološke razmere opisane drugače, kot v resnici so. Ob severni meji terciarja naj bi po Premruju ležal trojanski nariv, toda vzdolž vsega dolgega kontakta od Moravč do Zagorja začudo nikjer ni vidna narivna ploskev. Mejo naj bi tvoril povsod prelom. Ta kontakt pa je obenem skuro povsod normalni severni rob terciarne sinklinala, ob katerem so razgajene najstarejše terciarne plasti, to so soteške plasti, ali kjer teh ni, spodnjemiocenske govške plasti. Če pa predpostavljamo, da poteka tik ob današnjem severnem robu terciarne sinklinala v vsej dolžini prelom, bi morali obenem predpostavljati, da so imele te terciarne plasti določen skrivnosten vpliv na nastanek preloma. Mnogo verjetnejša je enostavna razlaga, da leže terciarne plasti normalno transgresivno na kameninah južnega krila trojanskega antiklinorija. Le manjši prelomi motijo ponekod normalni kontakt, ki pa ni nikjer pretrgan s pomembnejšim prelomom.

Ni jasno, kako more Premru trditi, da je ladinska stopnja v litijskem narivu in v južnem delu trojanskega nariva brez psevdoziljskih plasti (Premru, str. 273). Saj že Tellerjeva geološka karta (Teller, 1907) kaže, da je v vsej dolžini ob severnem robu terciarja od Izlač do Laškega sklenjen pas psevdoziljskih plasti, to je na območju, ki naj bi po Premruju (tabela 1) pripadalo južnemu robu trojanskega nariva. Psevdoziljski skladi nastopajo tudi sredi med terciarnimi plastmi v Ocepkovem vrhu v Zagorju (Bittner, 1884, 473). V ploščastem apnencu Borovnika omenjata Bittner (1884, 470) in Rakovec (1950, 193) celo amonite, ki naj bi dokazovali buchensteinske sklade, tj. fasan. Rakovec te sklade izrecno imenuje psevdoziljski skladi. Premru pa jih ni upošteval saj se po njegovi sliki 6 pričenja zaporedje triadnih plasti v litijskem antiklinoriju šele z neplastovitim apnencem zgornjega langobarda. Ze Bittner

(1884, 477) je opisoval psevdoziljske sklade celo na južni strani zagorskega terciarja pri Trbovljah. Psevdoziljski skladi se nahajajo torej tudi pod terciarjem, kjer bi morale po Premruju biti le karbonatne kamenine litijskega nariva.

V spodnjeseoteških plasteh dobimo ponekod precej proda, ki sestoji skoro samo iz kamenin psevdoziljskih skladov (droba, skrilavec in precej keratofirja). Le redko kje najdemo v temrodu tudi triadne karbonatne kamenine (Kuščer, 1967, 21). To kaže, da so terciarne plasti transgredirale delno na psevdoziljske sklade in delno na apnenec in dolomit. Psevdoziljski skladi, ki so v podlagi terciarja, torej niso prišli v ta položaj pri horizontalnih tektonskih premikanjih, temveč so bili že prvotno tam. Terciarne plasti v okolici Zagorja leže torej normalno transgresivno delno na psevdoziljskih skladih, delno pa na karbonatnih kameninah. Enaka sestava kamenin na območju severno od terciarja na eni strani ter pod delom terciarnih sinklinal na drugi strani zelo prepričljivo govori za enotno podlago terciarja, ki je tektonsko ne moremo deliti v dve različni enoti.

Na triadnem območju južno od Zagorja najdemo v vsej širini od roba terciarja do permskih plasti vzhodno od Polšnika le dolomit in apnenec. Tu bi le težko našli mejo, ki bi jo lahko imeli za mejo med litijskim in dolskim narivom. Tudi dalje proti vzhodu med Kumom, Trbovljami in Hrastnikom ni nobene meje, ki bi ustrezala meji med dvema narivoma. Triada tvori odividno na vsem tem območju enotno ploščo.

Premru ne navaja nobenih dejstev, ki naj bi dokazovala, da je triada tako imenovanega dolskega nariva narinjena na paleozojsko podlago. Ni nam razumljivo, zakaj ne bi sprejeli bolj enostavne razlage, da je ta triada ostanek prvotno sklenjene triadne krovne nad temenom litijskega antiklinorija. Na meji med triadnimi karbonatnimi kameninami in mehkejšo paleozojsko podlago so prav verjetno mnogokje manjši premiki, kakršne opazujemo tudi drugod v močno nagubanih območjih na meji med trdnimi in mehkiimi plastmi, vendar teh premikov ne moremo imeti za narive.

Geološke razmere v okolici Zagorja kažejo, da nima prav niti Winkler s svojim narivom od juga proti severu niti Premru s svojimi narivi od severa proti jugu. Mnogo bolj verjetna je enostavnejša razlaga, da ta del Posavskih gub sestoji iz avtohtonih gub, ki jih seka več prelomov, od katerih so posamezni strmi narivi, večjih krovnih narivov pa ni.

Gibt es in den Sava-Falten Deckenüberschiebungen?

Dušan Kužer

Institut za geologijo FNT univerze v Ljubljani, Aškerčeva 20

Im Artikel wird die von Premru in Geologija 1974 publizierte Interpretation des tektonischen Baues der Sava-Falten besprochen. In der Umgebung von Zagorje soll es nach Premru zwei, aus Triasgesteinen aufgebaute Überschiebungen geben: Im Süden die Litija-Überschiebung, auf deren Rücken die Tertiärmulde von Zagorje mittransportiert worden sei, und im Norden die Trojane-Überschiebung mit der Tuhinj-Synklinale. Die Grenze beider Überschiebungen soll bei Zagorje ein genau längs des Nordflügels der Tertiärmulden verlaufender Bruch bilden. Unter den Tertiärschichten und entlang derer Nordseite kommen aber die gleichen Pseudogailtaler Schichten vor, was gegen eine Teilung des Gebietes in zwei Überschiebungen spricht. Auch für die Dole-, Tuhinj- und Savinja-Überschiebung gibt Premru keine überzeugende Beweise an. Eine Autochthonie aller tektonischen Einheiten der Sava-Falten scheint daher die einfachere und den Geländebeziehungen besser entsprechende Erklärung zu sein.

The structural features of the Sava-Folds, presented by Premru in Geologija 1974, are discussed. According to Premru two nappes exist in the surroundings of the Zagorje Tertiary Synclines. The Triassic beds to the south of the synclines and below them should belong to the Litija nappe, the Triassic beds immediately to the north of the synclines, however, to the Trojane nappe. But identical Middle-Triassic Pseudozoilian beds occur on both places. The division of the area into two nappes seems therefore not to be justified. For the other supposed nappes no convincing arguments are presented neither. An autochthonous position of all tectonic units of the Sava-Folds is much more probable.

Bei tektonischen Beschreibungen grösserer Gebiete muss man sich zunächst über die Lage der Schichtenfolge in grösseren Tiefen klar werden. Da diese fast nirgends direkter Beobachtung zugänglich sind, kann man nur mehr oder weniger wahrscheinliche Interpretationen geben.

Am schwierigsten sind Gebiete mit Deckenüberschiebungen darzustellen. Deswegen ist es nicht verwunderlich, wenn für dasselbe Gebiet verschiedene oder sogar widersprechende Interpretationen gegeben werden. Winkler (1923) meint z. B. in den Sava-Falten eine grosse Decke mit Überschiebungsweiten von 15 bis 25 km von Süd nach Nord annehmen zu müssen. Premru (1974) sieht dagegen in den Sava-Falten vier Decken mit Überschiebungsweiten von rund 20 km von Nord nach Süd. Bei Premru findet man leider keine Argumente gegen Winklers Interpretation und auch keine überzeugende Beweise für seine eigene Interpretation. Da keine genauen Angaben über Geländebeziehungen weder im Text noch in den Abbildungen gegeben werden, wird eine unmittelbare Kontrolle seiner Ausführungen im Gelände schwierig. Beim Lesen seiner Arbeit wird man sich deswegen schwerlich entscheiden, ob man lieber Winkler, oder Premru, oder keinem von beiden glauben sollte. Winkler baute seine Interpretation auf vermutlich gleichem Alter der Triasdolomite und der Pseudogailtaler Schichten der Trojane-Antiklinale auf. In der Umgebung von Zagorje konnte es aber festgestellt werden, dass die Pseudogailtaler Schichten

normal, konkordant auf dem Dolomit liegen. Winklers Annahme war also nicht richtig, und dadurch auch seine Interpretation nicht begründet.

Premru spricht in den Sava-Falten von vier Überschiebungen, die er Dole-, Litija-, Trojane- und Tuhinj-Überschiebung nennt. Die Dole- und die Litija-Überschiebung sollten aus Trias- bzw. Trias- und Tertiärschichten entstanden sein, die ursprünglich im Raume zwischen der heutigen Litija- und Trojane-Antiklinale sedimentiert worden sind. Im Meot sollte die Dole-Überschiebung auf die Litija-Antiklinale aufgeschoben worden sein, und die Litija-Überschiebung in ihre unmittelbare Nachbarschaft und teilweise auf die Dole-Überschiebung. Die Trojane- und die Tuhinj-Überschiebung sollen aus Trias- bzw. Trias- und Tertiärschichten entstanden sein, die ursprünglich nördlich der Trojane-Antiklinale, der Rakitovec-Synklinale und anderer benachbarten autochthonen Gebiete sedimentiert wurden. Die Trojane-Überschiebung soll auf die Trojane-Antiklinale, die Rakitovec-Synklinale und benachbarte Einheiten aufgeschoben worden sein, und die Tuhinj-Überschiebung bis zum Nordrand der Tertiärschichten. Die Tuhinj-Überschiebung soll im Norden durch die Savinja-Überschiebung überdeckt sein, die auch den Nordrand der Sava-Falten bildet.

Premru baut seine Interpretation auf einer Fazies-Analyse der Trias, besonders der Fassin- und Langobard-Schichten auf. Im Norden hat dieser Teil der Trias eugeosynklinalen Charakter in der Fazies der Pseudogaitaler Schichten. Dieselben Pseudogaitaler Schichten entstanden nach Premru aber auch teilweise im südlichen Teile des Gebietes, das überwiegend miogeosynklinalen Charakter hat, so im nördlichen Teile der Trojane-Antiklinale und den Kamnik-Schuppen. Die zahlreichen Säulenprofile in Premru's Arbeit sind wohl das Resultat umfangreicher Geländeuntersuchungen. Einige sind aber so eigenartig, dass sie wohl eine genauere Dokumentation in der Form detaillierter Geländeprofile und Skizzen verlangen, sonst könnte man wohl vermuten, dass sie nicht objektiv die im Gelände beobachtete Schichtenfolge darstellen, sondern durch subjektive Interpretation allzusehr belastet sind. Es ist wohl ungewöhnlich, dass es kaum einige Kilometer lange und breite Gebiete gibt, innerhalb welcher aber 500 bis 700 m mächtige Schichtenfolgen in ganz verschiedener Fazies vorkommen (Abb. 4, 5 und 7). Es soll auch im nördlichen Gebiete Teile mit kontinuierlicher Karbonat-Sedimentation im Fassin und Langobard geben, was sonst nur für den südlichen Teil des Gebietes charakteristisch ist. Dadurch werden aber auch die Faziesunterschiede zwischen Nord und Süd verwischt und die tektonische Interpretation unsicher.

Der Autor dieses Aufsatzes kann einige konkrete Bemerkungen zu Premru's Auffassung des geologischen Aufbaues der Umgebung von Zagorje geben, da er dieses Gebiet aus eigener Erfahrung etwas eingehender kennen gelernt hat. Premru benennt die Struktur der Permokarbonschichten bei Litija als Antiklinale und die der Tertiärschichten bei Zagorje als Synklinale im Gegensatz zu Grad (cit. in Premru, 1974, 263) und Kušćer (1967), die dieselben Strukturen als Antiklinorium und Synklinorium bezeichneten. Der Unterschied zwischen beiden Bezeichnungen ist wohl nicht so tiefgreifend, dass man sich dabei aufhalten sollte. Sonderbar ist nur, das Premru zur Unterstützung seiner Ansicht Murawski (1968—71) angibt, wo angeblich in der Definition des Antiklinoriums und Synklinoriums grössere Minimalbreiten dieser Strukturen enthalten sein sollten. Bei eingehendem Durchsehen Muraw-

ski's Wörterbuches konnte aber nichts über diese Minimalbreiten gefunden werden.

Störender wirkt bei Premru, dass seine geologische Beschreibung der Umgebung von Zagorje nicht mit den Tatsachen übereinstimmt. Den Nordrand des Tertiärs soll nach Premru die Trojane-Überschiebung bilden, aber sonderbarerweise ist entlang des langen Kontaktes von Moravče bis Zagorje nirgends eine entsprechende Überschiebung zu sehen. Überall wird der Kontakt angeblich durch Verwerfungen gebildet. Da aber derselbe Kontakt auch genau der normale Nordrand der Tertiärmulden ist, müsste man einen schwer zu verstehenden Einfluss der Tertiärschichten auf die Bildung der Verwerfungen voraussetzen. Viel einfacher und den Geländebeziehungen besser entsprechend ist die Voraussetzung, dass die Tertiärschichten normal transgressiv auf dem Südflügel des Trojane-Antiklinoriums aufliegen.

Premru behauptet, dass es weder in der Litija-Überschiebung, noch im südlichen Teile der Trojane-Überschiebung Pseudogailtaler Schichten gibt (S. 273). Danach sollte man also weder im Untergrunde des Tertiärs, noch entlang seines Nordrandes Pseudogailtaler Schichten erwarten. Es ist aber schon seit Bittner (1884) und Teller (1907) bekannt, dass Pseudogailtaler Schichten sowohl entlang des Nordrandes, als auch im Untergrund der Tertiärschichten vorkommen. Das Vorkommen gleicher Schichten am Nordrand und im Untergrunde spricht für eine tektonisch einheitliche Unterlage.

In den unteren Sotzka-Schichten gibt es Schotterlagen die fast ausschliesslich aus Pseudogailtaler Schichten gebildet werden. Karbonatgesteine kommen darin nur stellenweise vor. Daraus kann man schliessen, dass die Sotzka-Schichten auf ein vorwiegend aus Pseudogailtaler Schichten gebildetes Gebiet transgredierten. Die Pseudogailtaler Schichten bildeten also schon ursprünglich die Unterlage des Tertiärs und kamen nicht erst durch tektonische Bewegungen in diese Lage.

Südlich von Zagorje soll die Trias teilweise der Litija- teilweise der Dole-Überschiebung angehören. In diesem Gebiete wird man aber schwerlich eine geologische Grenze finden, die man als eine Überschiebung deuten könnte. Premru gibt auch keine Gründe an, warum er eine Überschiebung der Trias von Dole aufs Paläozoikum annimmt, wo man doch die Trias meistens viel einfacher als das normale Hangende des Paläozoikums deuten könnte. An der Grenze zwischen den starren Triasplatten und den plastischen paläozoischen Schiefern gibt es wohl meistens kleinere Verschiebungen, die man aber wohl nicht als Deckenüberschiebungen deuten dürfte.

Literatura

- Bittner, A. 1884, Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor, Jb. geol. R. A., 34, Wien.
 Kuščer, D. 1962, Psevdoziljski skladi v okolici Zagorja. Geologija 7, Ljubljana.
 Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija 10, Ljubljana.
 Murawski, H. 1968—1971, Deutsches Handwörterbuch der Tektonik. 1—3 Lfg., Hannover.

Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.

Rakovec, J. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geogr. vestnik XXII, Ljubljana.

Teller, F. 1907, Geologische Karte der österr. ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. geol. Ges in Wien, XVI. Bd., Wien.

Posavske gube so zgrajene iz narivov Die Sava-Falten sind aus Überschiebungen gebildet

Uroš Premru

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Avtor odgovoraja na D. Kuščerjevo kritiko narivne zgradbe Posavskih gub. Gre za to, ali so Posavske gube zgrajene iz narivov ali iz avtohtonih gub. Kuščerjeva interpretacija okolice Zagorja z avtohtonimi gubami temelji na napačno predpostavljeni starosti triadnih plasti in na slabem opazovanju kontaktov med posameznimi stratigrafskimi členi. Starosti triadnih skladov ni paleontološko dokazal. Po Kuščerju grade jedro avtohtone gube terciarne kamenine, krila pa anizični dolomit. Vmes so na severu psevdoziljski skladi, ki prehajajo proti jugu v dolomitni razvoj. Pri kartiranju leta 1974 je avtor paleontološko in delno po vmesni stratigrafski legi dokazal starost triadnih plasti. Severno od terciarne sinklinale je anizično-ladinski dolomit trojanskega nariva, ki leži na psevdoziljskih plasteh litijskega nariva. Psevdoziljski skladi jezičasto prehajajo prek terciarne podlage v dolomit južno od laške sinklinale. Psevdoziljske plasti in dolomit pripadajo isti tektonski enoti — litijskemu narivu. Avtor v odgovoru podaja še nove dokaze o narivni zgradbi Posavskih gub južno od Zagorja in pri Rimskih Toplicah.

Der Autor beantwortet D. Kuščers Kritik der Interpretation des Baues der Sava-Falten durch Überschiebungen. Es handelt sich um die Frage, ob die Sava-Falten aus Überschiebungen oder aus autochthonen Falten bestehen. Kuščers Vorstellung der Umgebung von Zagorje durch autochthone Falten beruht auf falsch angenommenem Alter der Trias-Schichten, und auf schlechter Beobachtung der Kontakte zwischen den einzelnen stratigraphischen Gliedern. Das Alter der Trias-Schichten hat er nicht paläontologisch bewiesen. Nach Kuščer soll der Kern der autochthonen Falte aus tertiärem Gestein, die Flanken aus anischem Dolomit bestehen. Zwischen ihnen kommen im Norden Pseudogailtaler Schichten vor, welche in südlicher Richtung in dolomitische Entwicklung übergehen. Während des Kartierens im Jahr 1974 hat der Autor paläontologisch, teilweise aber durch die stratigraphische Lage, das Alter der Trias-Schichten bewiesen. Nördlich der Tertiärsynklinale ist anischa-ladinscher Dolomit der Trojane Überschiebung, die auf den Pseudogailtaler Schichten der Litija-Überschiebung liegt. Die Pseudogailtaler Schichten übergehen zungenartig über das tertiäre Unterlage südlich der Laško-Synklinale in Dolomit. Die Pseudogailtaler Schichten und der Dolomit gehören der gleichen tektonischen Einheit — der Litija-Überschiebung an. Die Antwort des Autors enthält auch weitere Beweise der Überschiebungsstruktur der Sava-Falten südlich von Zagorje und bei Rimskie Toplice.

Vsaka interpretacija zamotane geološke zgradbe določenega območja ima večjo ali manjšo zanesljivost, odvisno od tega, kolikšno množino podatkov imamo na voljo. Čim več podatkov je, tem večja je možnost, da interpretacijo geološke zgradbe čim bolj približamo resničnemu stanju. Interpretacija je odvisna tudi od števila metod, po katerih so bili zbrani podatki obdelani, in od teoretičnega znanja avtorja.

Članek o triadnih skladih v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub (Premru, 1974a) podaja zgoščeno sintezo geoloških podatkov, ki so bili nabrani in obdelani v razdobju treh let (od 1969. do 1972. leta). Terenska ekipa geologov Geološkega zavoda iz Ljubljane je v tem obdobju kartirala 836 km² ozemlja Posavskih gub za osnovno geološko karto SFRJ. Zbrana dokumentacija sestoji iz manuskriptnih geoloških kart v merilu 1 : 25 000, kart obhodov istega merila, terenskih dnevnikov s 19 802 opazovalnimi točkami, ki obsegajo opise posameznih golic in razgaljenih profilov. Pri značilnih točkah so podane skice in fotografije. Terenski dnevniki obsegajo 980 tipkanih strani. Obravnavano območje je bilo pred pričetkom kartiranja in po njem obdelano fotogeološko. V ta namen smo interpretirali okoli 685 letalskih posnetkov v merilu 1 : 15 000 do 1 : 30 000. S pomočjo letalskih posnetkov smo spremljali terensko delo. V pokritih delih ozemlja je bilo izdelanih 47 razkopov v skupni izmeri 591,6 m², iz katerih so bili nabrani vzorci za različne analize. Vzorce smo nabirali tudi v zveznih razgaljenih profilih in v posameznih golicah. Geologi in zunanji sodelavci Geološkega zavoda so mikropaleontološko preiskali 975 vzorcev, 83 vzorcev makropaleontološko, 53 vzorcev palinološko, v 213 vzorcih so določevali konodonte, determinirali so 157 petroloških in 835 sedimentnih preparatov, 6 vzorcev pa so kemično analizirali. Zbrana dokumentacija obsega prek 1500 tipkanih strani. Vsakoletna sklepna poročila presegajo skupno 170 tipkanih strani. Vsa zbrana dokumentacija šteje okoli 2600 tipkanih strani in vsebuje geološke karte, skice, profile, interpretirane letalske posnetke, statistične diagrame, kartirane razkope in tabele.

Suhoparno naštevanje števil kaže, da je bilo opravljeno veliko delo, ki je preseglo okvir zahtev osnovne geološke karte. Tako obilne dokumentacije ni mogoče predstaviti v članku, saj bi obsegala debelo knjigo in bi bila za mnoge bralce nezanimiva. V članku iz leta 1974 smo se omejili le na najvažnejše dokaze. Vsa dokumentacija je shranjena v arhivu Geološkega zavoda. Zbrani material smo skupaj z interpretacijami vsako leto uspešno zagovarjali pred recenzijsko komisijo Zveznega geološkega zavoda iz Beograda, v kateri so bili geologi dr. B. Sikošek, prof. dr. S. Karamata, prof. dr. M. Drovenik, prof. dr. M. Pleničar, prof. dr. A. Ramovš, prof. dr. D. Veselinović, V. Šuvački in D. Dragić. Glede na množino zbranih podatkov lahko trdimo, da je poznavanje terena na dokaj visoki ravni.

A. Winkler je podal zgradbo Posavskih gub leta 1923 na podlagi podatkov, ki so jih zbrali geologi dunajskega geološkega zavoda ob priliki kartiranja slovenskih dežel med leti 1856 in 1907. Karte so izdelali v merilu 1 : 75 000. Winkler je v a tektonski interpretacija bazira na podatkih, ki so stari več kot pol stoletja. Poleg tega moramo upoštevati napredek geoloških ved od začetka 20. stoletja do 1972. Namen članka o geološki zgradbi osrednjega dela Posavskih gub (Premru, 1974a) ni polemizirati z Winklerjevimi ugotovitvami, ker je med obema razpravama tolikšna časovna vrzel, da kaj takega ne dopušča.

Namen članka je bil, podati v zgoščeni obliki interpretacijo podatkov, ki smo jih zbrali in obdelali v letih 1969 in 1972.

Kuščer (1962) zavrača Winklerjevo interpretacijo in navaja v ta namen samo stratigrafski dokaz iz okolice Zagorja. Ta dokaz pa po kartiranju v letu 1974 ne ustreza razmeram na terenu. Kuščer zavrača tudi Premrujevo interpretacijo narivne zgradbe Posavskih gub, istočasno pa ponuja svojo razlago geološke zgradbe tega ozemlja. Sestavljale naj bi ga avtohtone gube, ki jih seka več prelomov, ob katerih so posamezni strmi narivi, večjih krovnih narivov pa ni. Za tako razlago pa nam nudi le pičle dokaze.

Definicija antiklinorija in sinklinorija mora zaostiti med drugim tudi zahtevi o velikosti. H. Murawski (1968—1971) navaja naslednjo definicijo, ki jo uporablja angleško govorno področje: »Man verstand unter einem »Synclinorium« eine zusammengesetzte Gross-Syncline, deren Schenkel in Falten gelegt sind«. Zahteva po regionalni razprostranjenosti sinklinorija je navedena tudi v geološkem slovarju (M. Gary R. McAfee Jr. in C. L. Wolf, 1973). Laško sinklinalo, ali kot jo Kuščer naziva laški sinklinorij, grade terciarni skladi. Med Moravčami in Zagorjem je v svojem najširšem delu široka največ 5 km, v svojem najožjem delu pa komaj 1 km. Takih širin ne moremo imeti za regionalne. Med Moravčami in Vidrgo je zgrajena dokaj enostavno — v jedru so tortonske plasti, na krilih pa spodnjemiocenske. Med Vidrgo in Zagorjem sestoji laška sinklinala iz več gub drugega reda. Jedro sinklinala je jasno izraženo s sarmatskimi, krila pa z oligocenskimi plastmi. Vsaka sinklinala, oziroma antiklinala, ima gube drugega reda, ponekod tretjega ali celo nižjega reda, ki so različnega tipa in nastanka. Vendar je zaradi tega še ne moremo imenovati sinklinorij oziroma antiklinorij, če nista izpolnjena bistvena pogoja za tako imenovanje, tj. oblika envelope in regionalna razprostranjenost.

Zakovitosti razvoja alpidskega geosinklinalnega prostora in razporeditev posameznih paleogeografskih enot je preučeval J. Aubouine (1965) s svojimi sodelavci. Zajel je prostor od zahodnega dela Alp do Indonezijskega otočja. Bistvena razlika med Aubouineovo in našo razlago paleogeografskega razvoja je le ta, da po našem mnenju sedimentacija eugeosinklinalnega in miogeosinklinalnega jarka ni trajala skozi ves mezozoik, ampak je bila občasno prekinjena s plitvomorsko grebensko sedimentacijo, le na ozemlju med Smarno goro nad Ljubljano in Krškim je obstajal skozi vso srednjo in zgornjo triado ter spodnjo juro greben s karbonatno sedimentacijo. Če poznamo zakonitosti paleogeografskega razvoja, ki veljajo tudi za ozemlje Posavskih gub, ne more biti nesmiselna interpretacija z narivno zgradbo, saj je le-ta pogojena s samim paleogeografskim razvojem v geosinklinalni in poznogeosinklinalni periodi alpidskega orogena. Pri terenskem opazovanju smo našli številne razgaljene narivne tektonske cone s tipičnimi znaki. Našli smo več primerov inverzne lege plasti, nekatere tektonske enote pa smo tudi statistično obdelali. Nekaj narivnih kontaktov je dobro vidnih na letalskih posnetkih. Menimo, da je na voljo dovolj dokazov o narivni zgradbi Posavskih gub. Čudno se nam zdi, da Kuščerja ni motila narivna zgradba okolice idrijskega rudišča, ki jo je odlično podal J. Mlakar (1964, 1967, 1969) in jo pozneje dopolnil L. Placer (1973), saj je splošno znano, da predstavlja ta narivna zgradba podaljšek Posavskih gub.

Kakšne so značilnosti sedimentacije v posameznih delih eugeosinklinalnega jarka, na vmesnem grebenu in v miogeosinklinalnem jarku, je lepo podal

J. A u b o i n e v zgoraj citiranem delu. Tudi v U. P r e m r u j e v e m članku (1974a, 284 do 290) je jasno ilustrirano s sl. 9 in 11. Prav tako bi postali D. K u š č e r j u jasnejši tudi geološki stolpci, ki prikazujejo razvoj triadnih sedimentov po posameznih tektonskih enotah, če bi upošteval te značilnosti sedimentacije. Hitro menjavanje litološko različnih plasti v vertikalni in horizontalni smeri na območju eugeosinklinale in miogeosinklinale je pogojeno z močno tektonsko dejavnostjo. V eugeosinklinalnem jarku je vzrok pestri sedimentaciji poleg tektonskih premikanj tudi močna vulkanska aktivnost. Zaporedje plasti izraža tektonske premike. Pri njih ni nikakršne »nenavadnosti«, ker predstavljajo normalni sedimentacijski cikel eugeosinklinalnega jarka. Take »nenavadne« stolpce zasledimo povsod v novejši literaturi, ki obravnava podobne probleme.

Trditve D. K u š č e r j a , da smo postavili psevdoziljske sklade na miogeosinklinalno območje karniške luskaste zgradbe, v severni del trojanske antiklinale pa miogeosinklinalne sedimente, kaže, da del teksta (str. 270) in priložene slike (3, 4 in 11) ni niti dobro preučil; kaj takega nismo ne napisali ne narisali.

D. K u š č e r navaja nekaj podrobnejših pripomb le za okolico Zagorja, ki jo po njegovih besedah, bolje pozna. Vprašanje pa je, ali pozna ostali del Posavskih gub, ki smo ga obravnavali. Njegove trditve so že znane iz člankov (K u š č e r , 1962, 1967). Na strani 263 (P r e m r u , 1974a) je jasno povedano, da smo določili nadaljevanje naravnega roba litijskega nariva proti vzhodu fotogeološko ob upoštevanju G r a d o v i h podatkov geološkega kartiranja v letih 1959—60. Prav tako smo na podlagi K u š č e r j e v e karte (1967) in preliminarne fotogeološke obdelave določili tektonske linije v okolici Zagorja, ker v letu 1972, ko je bil članek v pripravi za tisk, še nismo imeli svojih geoloških podatkov. Tektonske enote tega področja smo določili po prej citiranih geoloških kartah in po fotogeološki metodi. Nikjer pa ni v tekstu niti v slikah (primer sl. 9) prikazana stratigrafija ali paleogeografska zgradba tega ozemlja, ker je za ta del niti nismo obravnavali. V letu 1973 in 1974 smo obdelali tudi okolico Zagorja in lahko navedemo nekaj novih podatkov tudi za to ozemlje, čeprav smo jih skopo nanizali že v poročilu o osnovni geološki karti SFRJ (P r e m r u , 1974b).

K u š č e r j e v a stratigrafska razčlenitev zagorskega terciarja je odlično podana. Slabo pa je prikazana prelomna tektonika. Če pri površnem pregledu letalskih posnetkov lahko zasledimo množico longitudinalnih in transversalnih prelomov, saj je laška sinklinala najbolj fotogenični del Posavskih gub. Med Moravcami in Vidrgo loči moravški prelom severno krilo laške sinklinale od trojanskega nariva. V tem delu ni ohranjen narivni rob, pač pa je tak rob lepo viden na več krajih: med Krašnja in Trojanami (glej P r e m r u , 1974a, tabla 1), kjer leži trojanski nariv na permokarbonskih skladih trojanske antiklinale. Ta del trojanskega nariva ima v svojem južnem delu inverzno lego triadnih in jurskih plasti, ki vpadajo proti severu. Spodaj ležita zgornjetriadni in spodnejurski dolomit z vložki apnenca, nato pa slede karnijske plasti črnega plastovitega apnenca, laporastega apnenca, ročenca, laporja in glinastega skrilavca. Na karnijskih skladih leži anizično-ladinski neplastoviti dolomit. Zgornja triada in anizično-ladinski dolomit sta uvrščena po stratigrafski legi, spodnja jura je dokazana z vrsto *Sestrosphaera Masina Pia*, karnijska stopnja z algo *Clypeina besici* Pantit. V zgornji triadi so loferiti z velikimi megalodontidami. Očitno gre za nariv, ki je nastal iz prevrnjene gube in bil narinjen od severa proti jugu. »Skrivnostni

vpliv- na nastanek moravškega preloma lahko imenujemo s strokovnim izrazom tudi nasledstveni ali inverzni tip neotektonskih struktur (Prelogović, 1973).

Dolomit severno od zagorskega terciarja je po D. Kuščerju (1962, 1967) mendolski, oziroma anizični, ker leži med karbonskim skrilavcem in psevdoziljskimi skladi. Te razčlenitve pa ni dokazal z nobenim paleontološkim dokazom. Južno od laške sinklinale je kartiral in opisal mendolski in schlernski dolomit, v katerega prehajajo prek terciarne podlage psevdoziljski skladi iz severnega obrobja laške sinklinale. Na podlagi take stratigrafske interpretacije, ki ni podprta s paleontološkimi dokazi, je vključil v zgradbo avtohtone gube poleg terciarnih skladov tudi vso triadno podlago. Pri kartiranju v letu 1974 smo našli paleontološke dokaze, ki nam dovoljujejo bolj pravilno stratigrafsko razčlenitev triadnih skladov v okolici Zagorja. Dolomit severno od laške sinklinale je anizične in ladinske starosti. Pri Čebinah so v njegovi podlagi skitske kamenine, v srednjem delu dobimo v dolomitu manjše vložke psevdoziljskih kamenin s konodonti, kot je prikazano na sliki 7 v geološkem stolpcu Lukovica-Čemšeniška planina (Premru, 1974a).

Zgornji del dolomita vsebuje algo *Diplopora annulata* Schafhäutl. Krovniko tvorijo karnijske plasti. Te dobimo v podaljšku dolomitnega pasu severno od Moravé in so dokazane z algo *Clypeina besici* Pantić. Na severni strani so v podlagi dolomita permokarbonske kamenine, na južni strani pa psevdoziljske plasti. Oba kontakta sta narivna. Narivno cono vidimo na pobočju v Rovi. Psevdoziljski skladi so močno nagubani in tvorijo manjšo antiklinalo. Kuščerjeva trditve, da leži dolomit pod psevdoziljskimi plastmi, je zmotna, saj izmerjeni vpadi nekaj metrov pod narivno mejo kažejo, da vpadajo psevdoziljske plasti za 36° do 32° proti severu pod dolomit. Južno od laške sinklinale je v spodnjem delu plasti dolomit, v zgornjem apnenec. Na severni strani Borovnika so v podlagi skitske kamenine, kot je kartiral že Teller (1907). Kuščer (1962, 1967) pa zanikal. Slednji jih je imel za ekvivalent psevdoziljskih kamenin. Profil Borovnika je naslednji: spodaj je tanek pas zgornjega dela skitskih kamenin, sledi najprej okoli 60 m plastovitega dolomita, nato pa jezičasti vložek psevdoziljskih kamenin, ki se proti jugu izklini. Stratigrafski položaj je lepo viden v kamnolomu v Loki. V psevdoziljskem vložku je našel A. Bittner (1884) fassanske amonite, ki jih je I. Rakovec (1950) imel za ladinske. V istih plasteh smo našli konodonte *Nurrella citae* Cherchi, *Paragondolella navicula* (Huckriede), *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *Ozarkodina kockeli* Tatge, *Lonchodina cf. latidentata* (Tatge), *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede in *Acodina* sp. Na podlagi fosilov in konkordance lahko trdimo, da pripada plastoviti dolomit pod psevdoziljskim vložkom anizu, pod njim ležeči rdeči peščenjak pa skitu. V ladinskem delu dolomita najdemo vložke psevdoziljskih kamenin še v Zagorju, v Kisovcu in nad Vovšarni. Na dolomitu leži konkordantno apnenec, ki ima v zgornjem delu noriške formifere *Turispillina minima* Pantić in *Permodiscus pragsoides oscilens* (Oberhäuser). Više sledi loferitni facies, nato pa neplastoviti apnenec s spodnjejurško foraminifero *Sestrosphaera liasina* Pia. Karbonatni kompleks južno od laške sinklinale obsega zaporedje od aniza do vključno spodnje jure. Psevdoziljski skladi severno od laške sinklinale jezičasto prehajajo prek terciarne podlage v anizično- spodnjejurško karbonatno zaporedje kamenin, kot trdi Kuščer (1962, 1967). Izhajajoč iz opisanih stratigrafskih razmer in opazovanih kontaktov med posameznimi kameninami lahko podamo naslednjo tektonsko interpretacijo,

ki se v bitvu ujema s člankom objavljenim leta 1974 (glej Premr, 1974a). Laška sinklinala leži na litijskem narivu, ki ga v okolici Zagorja grade psevdoziljski in dolomitno-apnenčevi skladi anizično-spodnjejurske starosti. Nad Izlakami so na psevdoziljske kamenine litijskega nariva narinjene permokarbonske plasti trojanske antiklinale v podobnem odnosu obeh tektonskih enot kot na severnem delu osamelca Rašica (Premr, 1974a str. 267, tabela 1). Na svoji karti Kuščer (1967) ni ločil psevdoziljskih kamenin od permokarbonskih, ker je oboje kartiral kot psevdoziljske kamenine. Na permokarbonske plasti je narinjen anizično-ladinski dolomit trojanskega nariva. Severno od Rove je enak dolomit narinjen celo na psevdoziljske sklade litijskega nariva. Narivni kontakt z vsemi svojimi značilnostmi je viden na pobočju severno od Rove. Kontakt med litijskim narivom in narivom trojanske antiklinale leži pod dolomitom, ker najdemo severno od dolomitnega območja v podlagi permokarbonske plasti, na južni strani pa psevdoziljske kamenine. Kontakti pa niso normalni, ampak narivni, kar se da preveriti s terenskimi obhodi.

Edini Kuščerjev dokaz proti narivni zgradbi Posavskih gub sloni na napačno predpostavljene starosti triadnih plasti severno in južno od laške sinklinale pri Zagorju in na slabo opazovanih kontaktih med permokarbonskimi in posameznimi deli triadnih skladov.

Fotogeološko mejo med litijskim in dolskim narivom iz leta 1972 smo potrdili s kartiranjem v letu 1973 in 1974. Meja med obema tektonskima enotama sestoji iz lusk s permokarbonskimi in triadnimi kameninami med Vačami in Zagorjem. Pri Vačah smo našli na dveh krajih v luskah miocenski konglomerat, v široki narivni coni iz dolomita pa posamezne kremenčeve prodnike, ki izvirajo iz miocenskega konglomerata. Oligocenske kamenine pod Široko setjo (Kuščer, 1967) pa so na svoji severni strani v narivnem kontaktu z višje ležečim litijskim narivom. Ostanke terciarnih kamenin pri Vačah, Široki seti in Tirni kažejo na erozijsko-tektonske ostanke nekdanje enotne sinklinale, ki smo jo imenovali vaška sinklinala. S to ugotovitvijo lahko izluščimo pravilo, ki velja za osrednji del Posavskih gub, da leži v severnem delu vsakega nariva terciarna sinklinala.

Čeprav poteka meja med litijskim in dolskim narivom skoraj po sredini karbonatne grebenske sedimentacije, so med obema tektonskima enotama facialne razlike v zgornji triadi in spodnji juri. V litijskem narivu najdemo dolomit z debelimi vložki apnenca v zgornjem delu sedimentne skladovnice. V apnencu so loferiti z velikimi megakodontidami v horizontu C. V severnem delu dolskega nariva je spodaj dolomit, zgoraj pa diskordantno odložena apnena breča z vložki apnenca in koruzijskimi vollinami. Pri Široki seti in Tirni leži breča diskordantno celo na ladinskih miogeosinklinalnih sedimentih.

V južnem delu dolskega nariva med Savo in Gabrovko smo paleontološko dokazali starost stratigrafskih členov. Kameninam, ki jih je F. Teller (1907) prištel skitski stopnji, smo na podlagi najdb konodontov *Neogondolella mombogensis* (Tatge), *Paragondolella navicula* (Huckriede), *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Nurella vitae* Cherchi, *Acodina* sp., *Lonchodina* sp. in *Hindeodella* sp. dokazali zgornjeanizično in ladinsko starost. Njim sledi v konkordantnem položaju cordevolski dolomit z algi *Diptopora annulata* Schafhäütl. Prejšnja interpretacija geološke zgradbe, ki je slonela na diskordantni meji med permokarbonsko podlago litijske antiklinale in med skitskimi kameninami dolskega nariva torej odpade. Narivna meja je lepo vidna ob cesti, ki pelje od Polšnika proti jugu. V

široki zdobljeni coni so manjše tektonske črti različnih permskih in triadnih kamenin. V več kilometrov dolgi narivni meji pa prevladuje kontakt med permokarbonskimi plastmi in cordevojskim dolomitom.

Leta 1975 sta K. Grad s kartiranjem, Z. Menecj pa z vrtnjem v Rimskih Toplicah našla narivni kontakt. Štiri vrtine so bile razvrščene v 250 m dolgem profilu sever-jug. Narivni kontakt, ki vpada pod kotom okoli 29° proti severu, so prevrtali v globinah 33 do 150 m. Zgoraj so permokarbonske plasti, pod narivnim kontaktom pa srednjetriadni dolomit. Enake razmere je našla vrtina B-2.58 (Nosan, 1973). Permokarbonske plasti nariva prihajajo na površje v 1 km dolgem pasu, ki je s svojo vzdolžno osjo orientiran od severa proti jugu. S tem pojasnilom smo hoteli izključiti vsakršno razlago o manjših horizontalnih premikih, ki jih dopušča D. Kuščer. Površina, kjer so narinjene permokarbonske kamenine na površju, nam posredno kaže, da gre za najmanj kilometrski premik po narivni coni.

Menimo, da dokazi, ki smo jih navedli v prvem članku in v tem odgovoru na Kuščerjevo kritiko, dovolj jasno potrjujejo narivno zgradbo Posavskih gub. Za uspešno izpodbijanje dokazov bo vsekakor potrebno zbrati vsaj toliko protidokazov, če ne še več, kot smo jih uspeli zbrati v letih 1969 do 1974. Sami dvomi pa niso zadosten protidokaz navedenim dejstvom.

Literatura

- Aubouin, J. 1968, *Geosynclines*, iz zbirke *Developments in Geotectonics 1*, Amsterdam, London, New York.
- Bittner, A. 1884, *Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor*. Jb. geol. R. A. 34, Wien.
- Gary, M., McAfee, R. Jr., Wolf, C. L., 1973, *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington, D. C.
- Kuščer, D. 1962, Psevdoziljski skladi v okolici Zagorja. *Geologija 7*, Ljubljana.
- Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. *Geologija 10*, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. *Rud.-met. zbornik 1*, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. *Geologija 10*, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija 12*, Ljubljana.
- Murawski, H. 1938—1971, *Deutsches Handwörterbuch der Tektonik*. 1—3. Lfg., Hannover.
- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vrelci v Sloveniji. *Geologija 16*, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija 16*, Ljubljana.
- Prelogovič, E. 1973, Značenje klasifikacije neotektonskih struktur u paleotektonskoj rekonstrukciji. I. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije. Znanstveni savet za nauku JAZU, Opatija.
- Premru, U. 1971a, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. *Geologija 17*, Ljubljana.
- Premru, U. 1971b, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, list Ljubljana. *Geologija 17*, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdofiljskih skladov. *Geogr. vestnik, XXII*, Ljubljana.
- Teller, F. 1907, *Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach*, Wien.
- Winkler, A. 1923, *Über den Bau der östlichen Südalpen*, Geol. Ges. in Wien, XVI. Bd., Wien.

Industrijski minerali in kamenine v Sloveniji

Industrial Minerals and Rocks of Slovenia

Jožef Škerlj, August Čebulj, Janez Stern in Jožef Vesel
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Članek vsebuje pregled nemetalnih surovin, pomembnih za razvoj industrije in pospeševanje trgovine, ki jih pridobivajo v SR Sloveniji. Poleg osnovnih podatkov o vrsti in kakovosti proizvodov prikaže tudi geološko sliko nahajališč, njihovo zgradbo, starost, nastanek in gospodarsko oceno, kjer so raziskave napredovale do proizvodnje. Sem šteje kremenčev pesek, glino, kaolin, roženec, kreda, tuf, dolomit, apnenec in kalcit. Vzporedno pa na kratko obravnava tudi nekaj mineralov in kamenin, kjer geološke in tehnološke raziskave še niso toliko napredovale, da bi bilo možno oceniti njihovo gospodarsko vrednost. Končno avtorji ugotavljajo, da je raziskanost področja industrijskih mineralov in kamenin v Sloveniji nizka. Za sistematične raziskave manjka denarja, ustrezne opreme za polindustrijske poskuse, pa tudi strokovnjakov.

The article is a review of nonmetallic minerals, important for the development of industry and commerce, that are produced in Slovenia. Besides the basic data about kind and quality of the products, also geological features of the ore deposits, their structure, age and origin are presented, as well as the economic value of those that have already been developed to the production stage. These are quartz sand, clay, kaoline, chert, chalk, tuff, dolomite, limestone and calcite. Briefly also some minerals and rocks are treated, where geological and technological studies are still in progress, so that their economic feasibility cannot yet be assessed. The authors finally conclude that industrial minerals and rocks are not sufficiently explored in Slovenia. The existing financial means, suitable equipment for pilot tests, as well as the number of experts is not sufficient for systematical exploration.

Uvod

Jedro članka predstavlja predavanje, ki so ga avtorji prebrali na 8. jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu v začetku oktobra 1974. Objavljenih del s področja industrijskih mineralov in kamenin je sorazmerno malo; v glavnem gre za priložnostna poročila. Zato so se avtorji naslonili na arhivsko gradivo Geološkega zavoda in Gospodarske zbornice SFR Slovenije. S člankom pa so želeli predvsem opozoriti na geološke možnosti na področju nemetalnih surovin, ki so v Sloveniji izkoriščene le v skromnem obsegu.

1. Kremenčev pesek

Pri nas so začeli industrijsko pridobivati kremenčev pesek hkrati s pričetkom obratovanja prvih železarn na Slovenskem. Sredi minullega stoletja je že obratovalo nahajališče Vrhe za potrebe bližnje štorske železarne. Po prvi svetovni vojni se je pridobivanje peska nadaljevalo in znatno razširilo. Pred drugo svetovno vojno so na Dolenjskem obratovale prve primitivne pralnice peska za potrebe steklarske industrije. Polni razmah v rudarjenju kremenčevega peska pa se je pri nas začel šele po drugi svetovni vojni.

Danes se ukvarja v Sloveniji pet podjetij s proizvodnjo kremenčevega peska, ki dosega letno okoli 250 000 t. Povečini gre za površinske odkope; izjema je rudnik Globoko, kjer pa tudi prehajajo na površinsko proizvodnjo.

Nahajališča na Dolenjskem. Več nahajališč kremenčevega peska leži v dolini Krke in na obrobju Krške kotline ter severno od tod v okolici Krmelja, Sevnice in Senovega. Geološko najbolj znana so Birčna vas (tip zapolnjenih vrtač), Mokro polje, Krmelj, Poklek-Lončarjev dol in danes glavno nahajališče novomeškega podjetja »Kremen« Raka-Ravno.

Ravno je največje raziskano nahajališče kremenčevega peska na Dolenjskem in predstavlja le južni del celotnega območja Raka-Ravno. Stratigrafsko pripada spodnjepliocenskim peščeno-konglomeratnim in glinastim plastem. V podlagi pliocenskih sedimentov leže plasti miocena. Nahajališče predstavlja erozijske ostanke nekdanjega pliocenskega pokrova, ki je viden v terasah na obrobnih delih doline Krke.

Sloj kremenčevega peska je lečasto razvit. Debelina leč močno variira; povprečno znaša okoli 17 m in doseže največ 33 m. Krovina sestoji iz gline ali peščene gline in ima srednjo debelino 5 m, največ pa 10 m. V talnini leže različne peščene in laporaste gline.

Pesek vsebuje 1 do 2 jalova glinasta vložka debeline 0,2 m do 4 m. Plast peska ni homogena, razlikuje se po barvi, sestavi in zrnivosti. Na splošno je zgornji del sloja obarvan z limonitom, srednji je sorazmerno čist, spodnji pa bolj glinast in sljudnat ter finozrnat. Vsebina odplakljivih snovi v zgornjem in srednjem delu znaša 30 % do 35 %, v spodnjem pa 40 % do 45 %. V sloju prevladujejo frakcije 0,3 mm do 0,1 mm in le manjši odstotek (10 % do 15 %) je pod 0,1 mm. Povprečna velikost zrn znaša 0,145 mm, oziroma v spodnjem delu plasti 0,1 mm. Vsebina odplakljenih primesi na separaciji znaša okoli 34 %. Prani pesek vsebuje čez 99 % SiO_2 . Vsebina Fe_2O_3 v pranjem pesku znaša 0,38 % do 0,06, pri flotiranju se dobi proizvod visoke vrednosti, uporaben v livarstvu jekla in barvnih kovin ter za belo, ravno in embalažno steklo.

Globoko. V pliocenski kadunji Globokega obstajata dve nahajališči kremenčevega peska. Globoko obratuje že dlje časa, Bizeljsko pa je še v fazi raziskav. V Globokem leži plast kremenčevega peska direktno na lignitu in je debela okoli 20 m. Tudi v krovini je omejena s tanjšo plastjo lignita. Nad peskom sledi glina, ki jo delno eksploatirajo. Uporaben je le pesek iz zgornjega dela plasti; zaenkrat se oskrbujejo z njim livarne, za steklarstvo pa bi ga bilo treba oplemeniti. Velikost zrn je v tem delu okoli 0,2 mm. Na površinskem odkopu doseže produktivni del sloja debelino 10 m, dalje proti zahodu se postopoma stanjša v korist odebeljenih spodnjih delov plasti slabše kvalitete. Regionalno

prevladuje fino in drobnozrnati, glinasto meljasti pesek s srednjo velikostjo zrn okrog 0,15 mm.

Bizeljsko. V tem velikem nahajališču je pesek bolj debelozrnat in tudi manj čist; vsebuje znatno več Fe_2O_3 in okrog 20% odplakljivih primesi. Ta pesek je uporaben predvsem za proizvodnjo silikatne opeke in betona, salonita, in drugih gradbenih materialov. Delno bo morda uporaben tudi za livarstvo.

Na širšem območju Globokega so še neraziskani deli sinklinale, ki dajejo možnost za raziskave in odpiranje novih nahajališč kremenčevega peska.

Moravče. Moravški terciarni bazen predstavlja sinklinalo, orientirano od zahoda proti vzhodu. Severno krilo sinklinale je precej strmo, južno pa položno. Dolžina sinklinale znaša približno 6 km, največja širina pa 2 km. Miocenska serija je debela 250 m in leži na triadni podlagi. Sestoji iz laporastih in peščeno-glinastih sedimentov s tremi sloji kremenčevega peska, ki prihajajo na površje skoraj ob vsem robu sinklinale. V talnini peska leži sivica, v krovlini pa peščena in prodnata slova ter govški peščenjak in lapor. Spodnji in srednji sloj sta v severnem krilu ločena z vložkom laporaste glino, ki se proti jugu izklini in se zato oba sloja združita. Srednji in zgornji sloj sta med sabo stalno ločena s peščeno glino.

Sloji se med seboj razlikujejo predvsem po zrnavosti in stopnji zaglinjenosti. Spodnji sloj je drobnozrnat, z velikostjo zrn 0,90 mm do 0,25 mm. Zaglinjen je malo, vsebina odprane snovi znaša 17% do 24%. Srednji in zgornji sloj sta srednje in debelozrnata, velikost zrn je 0,22 do 0,37 mm, količina odplakljivih snovi pa variira od 24% do 28%. Pesek iz spodnjega in srednjega sloja ima 95% do 98% SiO_2 , zgornji sloj pa 91% SiO_2 . Ta pesek ima tako širok razpon zrnavosti, da ga je možno z bogatenjem prilagoditi skoraj vsem zahtevam glede granulacije. Poskusi flotiranja so dali proizvod, uporaben v steklarski industriji za izdelavo embalažnega stekla.

Pesek iz teh nahajališč uporabljajo predvsem v livarstvu, manjše količine pa v gradbeništvu in kot filtrski material. Odkopavajo ga površinsko, in to samo spodnji in srednji sloj.

Puonci. V širši okolici Puconec so znana številna nahajališča kremenovega proda in peska. V Puoncih ga pridobivajo že vrsto let. Na tem območju razlikujemo primarna in sekundarna nahajališča. Primarna so vezana na pliocenske dakijske sedimente Goriškega. V okolici Puconec zajemajo površino večjo od 2 km². Debelina proda presega 30 m. Sekundarna nahajališča so bila presedimentirana in danes leže v obliki večjih ali manjših leč v pleistocenskih sedimentih. Dolžina posameznih leč variira 400 do 500 m, širina 100 do 200 m in debelina 4 do 6 m. Največja leča, ki je danes v eksploataciji, je dolga 1000 m, široka 500 m in debela 2 do 9 m. V krovlini, debeli 2 do 4 m, leži laporasta glina, v talnini pa peščena laporasta glina.

Na splošno se opaža, da na širšem območju od vzhoda proti zahodu raste vsebina grobih frakcij nad 20 mm, ki predstavljajo glavno keristno komponento nahajališča. Tako znaša pri Lendavi vsebina frakcij nad 20 mm manj kot 25%, v bližini avstrijske meje pa naraste na 40% do 50%. Prod je zaglinjen, zato ga je treba prati in separirati.

V Puoncih pridobivajo kremenčev pesek za livarstvo, gradbeništvu in za različne filtre. Njihova osnovna usmeritev pa je proizvodnja kremenčevega proda za proizvodnjo ferosilicija.

Vrhe pri Storah. To nahajališče predstavlja del miocenskih plasti, ki se raztezajo v pasu Celje—Štore—Sentjur. V tektonskem pogledu pripadajo Posavskim gubam, in sicer motniški sinklinali. V nahajališču Vrhe je sloj kremenčevega peska debel 8 m, debelina odkrivke pa znaša 2 m. Debelina peska narašča proti vzhodu in obstaja možnost odpiranja nahajališč z boljšimi odkopnimi pogoji. To nahajališče je bilo odprto za bližnjo štorsko železarno, ki je bila dolga leta njegov lastnik.

Pesek je debelozrnat, zrna so oglata, robovi zaokroženi, površina zrn pa je hrapava. V rovnem stanju vsebuje pesek do 0,78 % Fe_2O_3 . Vsebina odplakljivih snovi dosega 20 %. Pesek iz tega nahajališča uporablja železarna v rovnem stanju.

Nastanek nahajališč kremenčevega peska. Vsa nahajališča kremenčevega peska v Sloveniji so sedimentnega nastanka. Velikost in zaobljenost zrn kaže na relativno dolg transport od izvornih območij do različnih miocenskih, pliocenskih in kvartarnih sedimentacijskih bazenov, kjer se je pesek odlagal. Za pesek na Vrheh velja kot izvorno območje Pohorje. Granulacija peskov, debelejši ali tanjši jalcovi vložki in količina odplakljivih snovi kažejo na spremembe v vodnem režimu v posameznih bazenih.

Ponekod je pesek odložen v močvirju, povečini pa gre za pravi rečni sediment. V zadnjem primeru je možna vsaj delna rekonstrukcija posameznih vodnih tokov, ki so imeli na posameznih krajih značilnosti pravih delt (stari tok Ledave pri Puconcih).

Poznejša erozija je nekatera nahajališča skoraj popolnoma odnesla; danes vidimo njihove ostanke kot zapolnitve različnih vrtač (Birnna vas na Dolenjskem). V tem primeru je pesek zelo droben in predstavlja pravi kremenov pelit, ki je že naravno opran. Izpiranje peska je tukaj proces, ki traja še danes. Na splošno posledice erozije močno vplivajo na današnje odkopne razmere v posameznih nahajališčih. V končni fazi je erozija privedla do formiranja presedimentiranih nahajališč, kakršna so pleistocenska nahajališča v Puconcih.

2. Glina

V Sloveniji pridobivajo keramično in ognjevdzdržno glino samo v Rudniku lignita, glino in kremenčevega peska Globoko in v Rudniku rjavega premoga Laško. Letna proizvodnja v obeh rudnikih ne presega 10 000 ton. Glino pridobivajo jamsko in jo potem ročno prebirajo. V Laškem jo nato plavijo v manjši separaciji z zmogljivostjo 5000 t/leto.

Laško. V premogovniku imajo keramično glino v odkopnih poljih Brune in Govce. Nahajališča so razvita lečasto v smeri od zahoda proti vzhodu in strmo vpadajo (65°) proti jugu. Dolžina leče Brune znaša okrog 100 m in leče Govce okrog 280 m. Debelina variira od 3 do 7 m. Z rudarskimi deli je ugotovljeno, da leče segajo v globino 70 do 80 m od površja.

Tako imenovana »bela glina« Laško iz polja Govce je uporabna samo po plavljenju. Pri tem se odstranjuje precej kremenca iz železa (siderit), dviguje pa glinena komponenta. Izkoristek pri plavljenju znaša okoli 65 %. Tako pridobljeni material se upravlja za izdelavo sanitarne keramike in bele keramike tipa »steingut«.

Globoko. V pliocenski premogovni kadunji Globoko leži na sloju lignita do 100 m debela serija glin in kremenčevega peska. V tej seriji je zanimiva plast plastična in keramična glina, debela do 15 m. Po kvaliteti jo delimo na tri dele. V spodnjem delu plasti je razvita siva drobnopješčena glina, uporabna za keramiko. V odkopih rudnika jo imenujejo »G-III«. Debelina tega dela plasti variira od 0,4 do 8 m. Ta glina v zgornjem delu prehaša v temno sivo visoko plastično glino, katere zgornji del v odkopih imenujejo »G-I«, spodnjega pa »G-II«. Debelina plasti variira od 3,2 do 7 m. Glina kvalitete G-I in G-II ima tipične vezivne lastnosti in relativno nizko ognjestalnost med SK 26 in SK 28.

Po mineralni sestavi je glina »Globoko« zmes kaolinita z ilitom in hidromuskovitom ter kremenom, montmorilonitom in glinencem. Po svojih lastnostih predstavlja surovino za proizvodnjo šamota in kamenine.

Z zadnjimi raziskovalnimi deli so našli uporabno glino tudi višje v profilu. Po načrtu naj bi v bodoče odkopavali glino in kremenčev pesek na velikem površinskem kopu.

Nastanek. Pri globoških glinah ni posebnih genetskih niti stratigrafskih problemov. Tega pa ne bi mogli trditi za gline iz nahajališča Laško.

Zanimivo je, da se keramična glina v Laškem pojavlja samo na krajih, kjer so med psevdoziljskim skrilavcem in oligocenskimi plastmi pojavi kremenovega keratofirja in njegovoga tufa. Na podlagi tega je verjetno, da je keramična glina nastala po spremembi kremenovega keratofirja in tufa. Na to kaže tudi lečasta oblika glinastih teles. Laboratorijske preiskave v tej smeri do sedaj niso bile izvedene. Postopen prehod med psevdoziljskim skrilavcem in glino je lahko samo navidezen kot posledica stratigrafske lege predornine in tufa na skrilavcu.

3. Kaolin

Prve pisane podatke o kaolinu v Črni imamo iz leta 1856, ko so začeli izvajati jamska dela v rovu »Roza«. Surovi kaolin so predelovali v mali tovarni v dolini Črne. Začetek pridobivanja kaolina ni evidentiran, ker ta surovina takrat ni spadala pod rudarski zakon, eksploatacijska dela pa so bila površinska.

Rudnik kaolina Črna je danes edini proizvajalec te surovine v Sloveniji. Letno proizvaja okoli 25 000 ton plavljenega kaolina, v glavnem v kosih (75 %), ki ga uporabljajo kot polnilo v papirni industriji (75 %), gumarski industriji (2 %), industriji barv (6,5 %) in proizvodnji insekticidov (2,5 %) in v obrtništvu (14 %).

Kaolinska telesa v dolini Črne leže v erodirani in tektonsko deformirani ladinški antiklinalni strukturi. Sledijo jih ob vzdolžnih prelomih smeri E—W na dolžini 1500 m in do globine 100 do 150 m od površja. Debelina posameznih teles variira od 2 do 20 m. Kaolinska telesa strmo vpadajo proti severu ali jugu pod 60° do 70°. Vertikalno in lateralno se izklinjajo ter nato znova pojavijo, ali pa se razcepijo in zopet združijo. Znanih je več kaolinskih teles, ekonomski pomen pa jih ima šest.

V Tuhinjski dolini je pri Selah raziskano kaolinsko telo na dolžini 1,5 km, po vpadu pa do 120 m od površja. Njegova debelina variira od 0,5 do 20 m. To kaolinsko telo zaenkrat ni v eksploataciji, ker še ni rešen problem bogatstva.

Mineraloško sestoji kaolinska substanca nahajališča v dolini Črne v glavnem iz ilita, delno pa iz kaolinita. V Selah vsebuje tudi montmorillonit.

Kaolin take kvalitete je uporaben samo kot polnilo in ne pride v poštev za keramiko. To velja tudi za substancno iz nahajališča v Selah. Visoka belina tega materiala (75 % do 80 % napram MgO) kaže na njegovo vrednost za uporabo v papirni industriji.

Za nahajališče v Selah je treba rešiti problem separiranja. Zaradi prisotnosti montmorillonita ni mogoče uvesti mokrega postopka kot v Črni.

Nahajališča kaolina so nastala v tektonskih predmineralizacijskih conah pod vplivom hidrotermalnih raztopin na predornine. Naknadni descendentni procesi so kaolinsko snov obogatili, kar se predvsem odraža z višjo stopnjo silifikacije v globini. To dejstvo ima praktičen pomen; najbogatejši deli nahajališč so bili namreč blizu površja in so jih v Črni najprej odkopali. V globljih delih pada količina koristne substance, naraščajo pa jalovi silificirani vložki.

4. Roženec, kvarcit, kremenov konglomerat in kremenove žile

Med kameninami, naštetimi v naslovu, se danes v Sloveniji pridobiva samo roženec v nahajališču Jersovec pri Mirni na Dolenjskem, kjer je urejen površinski kop (sl. 1). Roženec drobijo, perejo in klasirajo. Glavni del proizvodnje, okoli 20 000 ton letno, izvažajo v Zvezno republiko Nemčijo, Avstrijo in Italijo.

Poleg roženca so v Sloveniji znana številna nahajališča kvarcita, kremenovega konglomerata in kremenovih žil. V palozojskem skrivalcu severno od Drave so številne leče dobrega kvarcita, ki vsebuje čez 99 % SiO_2 . Pomemben je tudi kremenov konglomerat v Dolžanovi soteski nad Tržičem ter številne kremenove žile v različnih delih Slovenije. Stopnja raziskanosti omenjenih surovin je izredno nizka, čeprav imajo nekateri pojavi ekonomski pomen.

V dolini Mirno na Dolenjskem prihaja roženec na površje v pasu, dolgega 30 km in širokem 3 km. Danes je v eksploataciji primarno nahajališče Jersovec, medtem ko je nahajališče Ogorelka le delno raziskano, vse ostalo pa sploh še ni raziskano.

Talno nahajališča Jersovec in Ogorelka gradijo triadni dolomiti, ki pogosto vsebujejo gemolje, leče in pole roženca premera 5–20 cm. Na splošno se upaža, da so centralni deli nahajališč predstavljeni z velikimi lečami roženca, proti periferiji nahajališča pa prevladuje roženec pomešan z glino. Zgornji deli nahajališča so erodirani in roženec pokriva tanjša ali debelejša plast pleistocenske ilovice.

Obe nahajališči imata obliko nepravilnih leč, dolgih čez 1000 metrov. Širina dosega nekaj sto metrov. Maksimalna izmerjena debelina (Jersovec) znaša okoli 40 m.

Mineraloško gre za roženec, v katerem je opal nadomeščen s kalcedonom in kremenom. Mikroskopska analiza je pokazala 50 % kalcedona in 50 % kremen. Struktura je kriptokristalasta do polimorfna.

Kvaliteto nahajališča Jersovec karakterizirajo naslednji podatki, ki se nanašajo na prodajne produkte iz tega nahajališča: SiO_2 97,90 %; Al_2O_3 0,78 %; F_2O_3 0,32 %; CaO 0,30 %; MgO 0,08 %; alkalije 0,17 %; žarilna izguba 0,44 %; prostorninska teža 2,5; specifična teža 2,6; SK 33 do 34; izkoristek roženca v nahajališču okrog 70 %.



Sl. 1. Nahajališče roženca Jersovec
Fig. 1. The chert deposit at Jersovec

Struktura roženca je ugodna za drobljenje in mletje, pri čemer fini kristali ostanejo v zrnih. Kristalne spremembe pri žganju potekajo zelo enakomerno, samo žganje je sorazmerno kratko, okoli 80 ur. Opeka silika iz tega materiala je izredno vzdržljiva in ima mehčišče (T) 169 °C do 1730 °C. Nahajališča, ki vsebujejo surovino take kvalitete, so redka in cenjena v Evropi.

O nastanku roženca. Primarno so leče in pole roženca interstratificirane v zgornjetriadnem ploščastem apnencu in dolomitu. V pliocenu in kvartarju je bil dolomit močno erodiran; na površju so ostale odkrite večje ali manjše leče roženca, ki so izstopile iz reliefa. Poznejša erozija je del roženca presedimentirala v bližnjo in širšo okolico.

5. Kreda

Prvi pisani podatki o eksploataciji krede na Slovenskem datirajo iz leta 1852, ko jo je tržiški trgovec Ostan odkupoval od domačinov za proizvajalce steklarskega kita. Danes jo pridobivata podjetji »Kreda« Radovna in »Kreda« Srpenica. Surovo kredo s površinskih kopov sušijo in meljejo. Letna proizvodnja znaša 5500 ton. Glede na obstoječe možnosti povečanje proizvodnje ne bi predstavljalo problema, če bi to tržišče zahtevalo.

Srpenica. V dolini Soče prihaja kreda na površje na dolžini 20 km. V eksploataciji je samo največje erozijsko odprto nahajališče jugovzhodno od Srpenice.

Del doline Soče je bil v kvartarju preplavljen z jezerom, kjer se je odlagala kreda. Jezerski sedimenti dosežejo debelino približno 200 m. Prekriti so na debelo s prodom in meljem.

Radovna. Soleska Radovne pri Bledu je tudi zapolnjena z mlajšimi jezerskimi sedimenti, med katerimi nastopa jezerska kreda. Debeline krede zamenkrat ne poznamo, ker so z vrtanjem zajeli samo zgornje dele nahajališča do globine 40 m od površja.

Kreda ali jezerska kredna glina je svetlo siva ali sivkasto rumena. Sestoji predvsem iz kalcijevega karbonata (okrog 38% v Srpenici), ali magnezijevega karbonata (okrog 44% v Radovni). Ima veliko specifično površino. Količina nakopane krede se v deponiji zmanjša za 19 utežnih odstotkov.

Naša kreda je izrazito fino zrnata. Zato predstavlja odlično polnilno sredstvo za celo vrsto industrij. Ni pa uporabna za izdelke, ki zahtevajo belo barvo in visok odstotek kalcijevega in magnezijevega karbonata.

O nastanku jezerske krede. Naša kredna nahajališča predstavljajo jezerske kredne glinaste usedline postglacialne starosti. Za te sedimente je značilno menjavanje svetlejših fino zrnatih pasov s temnejšimi pasovi večje zrnivosti. V tem menjavanju se odražajo deževne in sušne periode med sedimentacijo, oziroma poletni in zimski čas. Spremembe v vodnem režimu jezera so nakazane s prodom in gruščem v višjih delih nahajališča. Na vrhu leži peščen prod z meljem.

6. Tuf

V Savinjski dolini so že zdavnaj znani pojavi andezitnega tufa. Intenzivno so ga začeli odkopavati leta 1964. Danes ga pridobivajo na območju Slatine (podjetje »Oljka« Šmartno ob Paki) in v Zaloški gorici (podjetje »Montana« Žalec). Letna proizvodnja v obeh podjetjih presega 210 000 t.

Geološki prikaz. Tuf je razvit kot drobnozrnat pelit. Uporaben je za pucolanske izdelke. Nahajališča so odprta z velikimi površinskimi kopi. Kvaliteto tufa karakterizirajo naslednji podatki: SiO_2 62 % do 64 %, Al_2O_3 13 % do 16 %, Fe_2O_3 2,5 % do 4,5 %, CaO 1,7 % do 3,7 %, MgO okrog 1,2 %; alkalije in netopno 3,9 % do 7 %; žarišna izguba pri 1000 °C 4,24 % do 7,15 %; nagibna trdnost 24 kg/cm² do 25,8 kg/cm² in tlačna trdnost 65,8 kg/cm² do 78 kg/cm².

Razen za cementno industrijo je tuf delno uporaben tudi za polnila. Zankrat se v Sloveniji eksploatira samo andezitni tuf z območja smrekovskega vulkanizma.

7. Bentonit

V Celjski kotlini so na območju Zaloške gorice že pred letom 1854 odkopavali bentonit in ga uporabljali za razmaščevanje volnene preje. Med obema svetovnjima vojnoma so z eksploatacijo ponovno začeli. Manjša povojna eksploatacija je ustavljena leta 1971.

V oligocenskih sedimentih Zaloške gorice, ki jih prištevamo k Posavskim gubam, je razvit kot relativno stalen člen serije precej debel bentonitni horizont. V globlji talnini horizonta leži tuf, ki postopno prehaja v bentonitizirani tuf. Neposredno talnino večjega dela nahajališča predstavlja sivica, laporasta glina, ki leži tudi v krovlini bentonitnega horizonta. Bentonitni horizont je erozija razdelila na pet con — pet sinklinalnih struktur, med katerimi so antiklinalni deli odneseni.

Bentonitni horizont je debel približno 50 m. Sestoji iz več slojev, med katerimi so pomembni samo trije. Debelina posameznih slojev močno variira od 1,5 do 16 m.

Bentonit Zaloške gorice, katerega glavna komponenta je montmorillonit, je po kemični sestavi natrijski, kalijski in vmesni bentonit. Surovina teh nahajališč je primerna za kemično aktiviranje. Uporabna je za razbarvanje, za vezivo za sintetične peske ter za izplake in podobno.

Nahajališča bentonita v Zaloški gorici so prostorsko in genetsko vezana na andezitni tuf, ki je zaradi visokega pH v jezerski vodi razpadel, kar je omogočilo nastanek alumosilikatov montmorillonitnih mineralov.

8. Dolomit

Na ozemlju SR Slovenije so odprti številni kamnolomi dolomita predvsem za potrebe v gradbeništvu. V industrijske namene (steklarstvo, jeklarstvo, keramika, proizvodnja elektrod itd.) pridobiva dolomit le »Comet« iz Zreč. S proizvodnjo, ki znaša okoli 20 000 ton/letno so tukaj pričeli v večjem obsegu šele 1964.

Dolomit je v Sloveniji zelo razširjena kamenina. Najpogosteje je zastopan srednjetriadni in zgornjetriadni dolomit. Krednega in jurskega dolomita je znatno manj in nastopa predvsem na Dolenjskem, Notranjskem in Primorskem.

Edino nahajališče industrijskega dolomita leži na območju Gračič v bližini Zreč. Dolomit se razprostira na površini 0,4 km² in ga stratigrafsko prištevamo anizični stopnji srednje triade. Je siv, drobnozrnat in tektonsko porušen ter leži neposredno na metamorfnih kameninah.

Kemična sestava dolomita v Sloveniji povečini omogoča uporabo v industriji neprogornih materialov na bazi dolomita, v keramiki in tudi v steklarstvu. Povprečno kemično sestavo dolomita iz nahajališča Gračič pri Zrcčah kaže naslednja kemična analiza: SiO_2 0,18 % do 0,40 %; P_2O_5 0,011 % do 0,016 %; Fe_2O_3 0,03 % do 0,07 %; Al_2O_3 0,09 % do 0,19 %; CaO 30,32 % do 30,89 %; MgO 21,49 % do 21,52 % in žarilna izguba 47,40 % do 47,55 %.

Glede na kemični sestav ima ta dolomit veliko uporabno vrednost v številnih panogah (za steklarstvo, za proizvodnjo elektrod, za polnilo v bitumenu in v livarstvu).

9. Apnec in kalcit

Na območju Slovenije so odprti številni kamnolomi, kjer pridobivajo apnec predvsem za potrebe gradbeništva. Kalcit izkorišča le Rudnik kaolina Črna, ki ima svoj sedež v Kamniku. Nahajališče leži v vasi Stahovica, kjer je odprt površinski kop ob belem triadnem apnencu. Kalcit drobijo in meljejo ter klasirajo za steklarstvo, gumarstvo, kemično industrijo, keramiko in gradbeništvo. Predeluje ga dalje tovarna JUR pri Ljubljani, ki ga fino melje za določene namene. Njegova poprečna sestava je naslednja: SiO_2 0,24 %, Fe_2O_3 0,0143 %, MgO 0,913 %, Al_2O_3 0,223 %, CaO 54,69 % in žarilna izguba 43,624 %.

10. Glinenci

Na Pohorju in v njegovi širši okolici so znani številni pojavi različnih pegmatitov, ki vsebujejo glinence, sljudo in kremen. Te komponente bi pod določenimi pogoji predstavljale ekonomsko zanimive surovine. Po dosedanjih raziskavah malo bolj detajlno poznamo samo pegmatite v okolici Raven na Koroškem, kjer smo vzeli več vzorcev za poskusno oplemenitenje. Dobljeni rezultati opravljujejo nadaljnje raziskave.

Na raziskovanem ozemlju so na površini približno 20 km² v diafioritih znani številni pojavi pegmatitov v obliki nepravilnih teles, žil in leč. Dolžina posameznih teles variira v širokem intervalu od nekaj metrov do več sto metrov in celo do tisoč in več metrov. Najbolj so pegmatiti razširjeni na Strojni pri Jakobu in Navrškem vrhu. Analiza prospekcijskih vzorcev je pokazala naslednjo sestavo: SiO_2 od 70,4 % do 84,5 %; K_2O od 0,9 % do 4,1 % in Na_2O od 1,5 % do 5,4 %.

Leta 1966 so vzorec pegmatita obdelali v Metalurškem inštitutu v Ljubljani. V letu 1972 pa smo vzeli nov vzorec, ki je bil obogaten v laboratorijih rudnika Mežica.

Uspešnost bogatenja pegmatitov bi lahko ocenili ugodno; iz navrških pegmatitov je mogoče dobiti komercialne kvalitete sljude, glinca in kremenca. Posebej so zanimivi rezultati poskusov, s katerimi smo dobili prvovrsten proizvod s $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 14,5$ % in Fe_2O_3 0,03 %. Tudi kvaliteta kremenčevega koncentrata je ugodna.

Ker so potencialne rezerve pegmatitov na tem območju precej velike, bi bilo smotno nadaljevati geološke in tehnološke raziskave.

Nastanek. Pegmatiti kot zadnji ostanki silikatne magne, obogatene z lahko-hlapljivimi komponentami, so bili vrinjani med diafiorite, blesnike, amfibolite, marmorje in druge kamenine pohorskega masiva.

Po strukturi, teksturi in paragenezi niso homogeni in med njimi ločimo več različkov. Najgloblji deli imajo skoraj granitoidno strukturo, v višjih delih se opaža pisano pegmatitska (grafična ali hebrejska) struktura. Ponekod so to drobna zrna, drugod pa posamezni kristali glinencev dosežejo velikost 15 cm do 20 cm. Vsebujejo tudi leče muskovita premera do nekaj metrov. Na številnih krajih so posamezne pegmatitske žile zajeli procesi sericitizacije in kaolinizacije. Kaolinizacija je ponekod tako intenzivna, da so posamezne žile eksploatirali kot prava kaolinska telesa (npr. pri Slovenski Bistrici).

11. Surovine za mineralno volno

Mineralno volno proizvajata ljubljanski podjetji: Termika v obratu v Škofji Loki in Izolirka v obratu na Jesenicah. Približna letna proizvodnja mineralne volne znaša 11 000 ton. Proizvodnja pri Izolirki je zasnovana na predelavi žlindrcer jeseniške železarnе, kremenčevega peščenjaka in apnenca, medtem ko uporablja Termika nameso žlindre splitizirani diabaz.

Geološki zavod Ljubljana je izvedel prospekcijsko surovin, ki bi bile uporabne za proizvodnjo mineralne volne. Ugotovil je, da bi bilo več kamenin uporabnih za proizvodnjo mineralne volne pod pogojem določene korekcije kislosti. To so:

- laporasti tuf karnijske stopnje triade
- andezitni tuf in sivica (laporasta glina) iz oligocenske dobe
- nekatere metamorfne pohorske kamenine, predvsem eklogit.

Industrijski lokaciji v Škofji Loki bi najbolj ustrezala avgitični porfirit na Črnilu nad Kamnikom in splitizirani diabaz v Vanišah v Tuhinjski dolini.

Slovenija ima več nahajališč kamenin, iz katerih bi bilo mogoče z minimalnimi korekcijami proizvajati mineralno volno. Vendar se zaenkrat zaradi sorazmerno majhne porabe Termiki ne izplača odpirati lastnega kamnoloma; zato material nabavlja iz odprtih kamnolomov v SR Hrvatski.

12. Sklep

Iz pregleda se vidi, da so poznana številna nahajališča industrijskih mineralov in kamenin v Sloveniji. Izkoriščanje in uporaba v industriji je vsak dan večja, vendar še ni dosegla tiste stopnje razvoja, kot jih imajo te surovine drugod po svetu, predvsem zaradi nezadostne razvitosti tehnologije v industriji nekovin. To stanje ima svoj vzrok v razdrobljenosti podjetij in neustrezni kadrovski sestavi v tej industriji.

Stopnja raziskanosti obstoječih ležišč je v Sloveniji nezadostna. Raziskave se usmerjajo predvsem na trenutne potrebe porabnikov, oziroma naročnikov, ki pa nikoli nimajo dovolj sredstev za sistematične raziskave. Po programu Raziskovalne skupnosti Slovenije naj bi se v bodoče posvečala ustrezna pozornost domačim industrijskim mineralom in kameninam.

Literatura

Bačar, S. Lj. 1968, Geologija nahajališča kremenovega peska v Moravčah. Lj. varski vestnik zv. 4, Ljubljana 1968, str. 97—101.

Držaj, B. in Lukacs, E. Lj. 1968, Nekatere geološke in tehnološke značilnosti bentonitov iz nahajališč v okolici Celja. Geologija, 11. knjiga. Ljubljana 1968, str. 129—133.

Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Sentrupertom. *Geologija* 3, Ljubljana.

Grimšičar, A. 1954, O montmorillonitnih glinah na Dolenjskem, *Geologija* 2, Ljubljana.

Lapajne, V. 1974, Raziskave livarskih peskov v okolici Moravč. *Geologija* 17, Ljubljana.

Lukacs, E. Ij. 1968, Današnje stanje raziskanosti ležišča bentonita Zaloška gorica v primerjavi z nekaterimi drugimi bentoniti. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 3, Ljubljana 1968, str. 278—286.

Munda, M. 1953, Geološko kartiranje med Hrasnikom in Laskim. *Geologija* 1, Ljubljana.

Ocepek, V. 1961, Mineralna sestava kremenovih peskov iz nekaterih nahajališč v Sloveniji. *Geologija* 7, Ljubljana.

Pleuičar, M. in Ramovš, A. 1954, Geološko kartiranje severozahodno od Brežic. *Geologija* 2, Ljubljana.

Ramovš, A. 1961, Prispevek k stratigrafiji severnovzhodnega dela Krškega polja. *Geologija* 7, Ljubljana.

Rihteršič, J. 1958, Bentoniti v celjski kotlini. *Geologija*, 4. knjiga, Ljubljana 1958, str. 193—196.

Štern, J. in Lapajne, V. 1974, Geološke raziskave gline in kremenovega peska v Globokem. *Geologija* 17, Ljubljana.

Nahajališča okrasnega kamna v Sloveniji

Freestone quarried in Slovenia

Jožef Vesel, Jožef Škerij in Avgust Čebulj

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Anton Grimšičar

Zavod za raziskavo materiala in konstrukcij

Ljubljana, Dimičeva 12

V Sloveniji so precej razširjene kamenine, uporabne za okrasni kamen. Bolj kot magmatske in metamorfne kamenine so pogostni sedimenti, zlasti apnenec. Da bi prikazali za kakšen kamen gre, so avtorji izbrali več njegovih nahajališč v štirih, zelolepšno različnih pokrajinah Slovenije, ki se v glavnem ujemajo z interesnimi področji kamnoseških podjetij. Geološko najstarejši je devonski apnenec v Matkovem kotu pod hribom Sedlec, najmlajši pa Jehnjak na Jezerskem. Po starosti je vmes kredni apnenec na Primorskem Krasu, kjer prevladuje kamen mehkih sivih barvnih odtenkov, dalje bolj živobarvni pisani kasijanski apnenec ter črni rabeljski in jurski apnenec na ozemlju med Idrijo, Skofjo Loko in Ljubljano ter triadni in kredni apnenec belih sivih in rjavkastih odtenkov v Beli krajini. Za pridobivanje so geološke razmere manj ugodne, ker so skladi tektonsko razpokani in je težje dobiti bloke standardnih dimenzij.

In Slovenia there is an abundance of rocks suitable for freestone working. More frequently found than magmatic and metamorphic rocks are sedimentary rocks, especially limestone. In order to show what kind of rock is involved, the authors have chosen several of the latter's locations, in four geographically-differing regions of Slovenia, which more or less fit in with the working areas of quarrying enterprises. Geologically the oldest is the Devonian limestone in Matkov kot under Mt. Sedlec, whereas the youngest is calc-tufa at Jezersko. According to age come inbetween the Cretaceous limestone of the Primorsko Karst, where stone of soft grey shades predominates, the much more brightly coloured Cassianian limestone and the black Rabelj and Jurassic limestone in the area between Idrija, Skofja Loka and Ljubljana, as well as the Triassic and Cretaceous limestone of white, grey and brownish shades which occurs in Bela Krajina. Geological conditions for quarrying are less satisfactory, since the strata are cracked and shattered due to tectonic action and it is more difficult to obtain blocks of standard dimensions.

Uvod

Kamen je že od nekdaj imel pomembno vlogo v razvoju in življenju človeka, saj mu je pomenil orodje in orožje v vsakodnevnem boju z naravo. Že pračlovek je uporabljal kamen tudi v gradbene namene, posebno lepe kose pa je že uporabljal za razna obeležja, spomenike, portale, podboje in drugo. Ta stik človeka z naravnim kamnom se je stalno krepil. Resnejšo konkurenco naravnemu kamnu je v začetku predstavljalo žgano apno, nato cement in v najnovejšem času razne umetne snovi. Vsi ti materiali pa naravnega kamna niso mogli izpodriniti; posebno v zadnjem času je kutiti čedalje večje povpraševanje po njem. Od vseh vrst naravnega kamna je marmor veljal kot glavna surovina v industriji okrasnega kamna, zato se je njegovo ime uveljavilo tudi za druge vrste naravnega kamna, posebno za apnenec.

Proizvodnja naravnega kamna v Sloveniji

Pridobivanje kamna je bilo še v prejšnjih desetletjih pri nas zgolj obrtniška dejavnost. Z uvajanjem industrijskih metod v pridobivanje, predvsem z uporabo žičnih žag, težkih dvigal in hidravličnih klinov ter z izdelavo umetnih plošč (polimarmor) pa je proizvodnja močno narasla in povečal se je tudi asortiment. S splošnim dvigom standarda se poraba kamna povečuje, čeprav njegova cena stalno narašča. Pred drugo svetovno vojno npr. je bila cena blokov več kot desetkrat nižja kot leta 1963. Od tedaj do danes pa je cena zopet nekajkrat višja. Naraščanje cene je na eni strani dokaz, da kamna primanjkuje, po drugi strani pa je to posledica uvajanja drage mehanizacije in transporta ter večje kupne moči prebivalstva. Polog tega so bila nekatera ležišča zaradi neustreznih metod odkopavanja (uporaba razstreliv, nepravilen zasip) odkopana z zelo nizkim izkoristkom, kar je velika škoda. Vse to pa čedalje bolj zaostreje razkorak med porabo in rezervami kvalitetnega kamna, kar se ne odraža toliko v skupni masi ocenjenih rezerv, ampak v čedalje slabšem izkoristku blokov. Tabela 1 kaže nekaj osnovnih podatkov o proizvodnji in izvozu izdelkov te industrijske panoge v Jugoslaviji in Sloveniji:

Tabela 1:
Proizvodnja in izvoz okrasnega kamna v Sloveniji in Jugoslaviji

leto	a) proizvodnja			
	Jugoslavija		Slovenija	
	1965	1973	1965	1973
bloki m ³	30 172	43 039	1 489	412
plošče m ²	301 952	549 379	31 384	81 893

leto	b) izvoz				
	Jugoslavija		Slovenija		
	1963	1963	1973	1965	1973
bloki m ³	9 200	12 627	17 860	1 200	150
znesek \$	23 620	1 540 676	2 396 651	144 000	20 000

Iz tabele vidimo, da je proizvodnja blokov in plošč v Jugoslaviji naraščala skoraj z isto stopnjo, medtem ko se je v Sloveniji v istem času proizvodnja blokov zmanjšala za več kot trikrat, le proizvodnja plošč se je povečala več kot dvojnopolkrat. To je v veliki meri posledica slabšega izkoristka v slovenskih kamnolomih okrasnega kamna, zaradi česar so v nekaterih nahajališčih opustili pridobivanje blokov (Vitez, Drenov grič, Rubije, Gabrovica). Na povečanje proizvodnje plošč je vplivala predvsem nova proizvodnja polimarmornatih plošč v Hotavljah in Kanižarici ter večja pripravljalna dela v kamnolomu Lipica, ki je bil v letu 73 glavni proizvajalec blokov.

Izkoristek blokov se je gibal v nekaterih slovenskih kamnolomih v naslednjih mejah:

Tabela 2.

Izkoristek blokov okrasnega kamna v nekaterih slovenskih kamnolomih

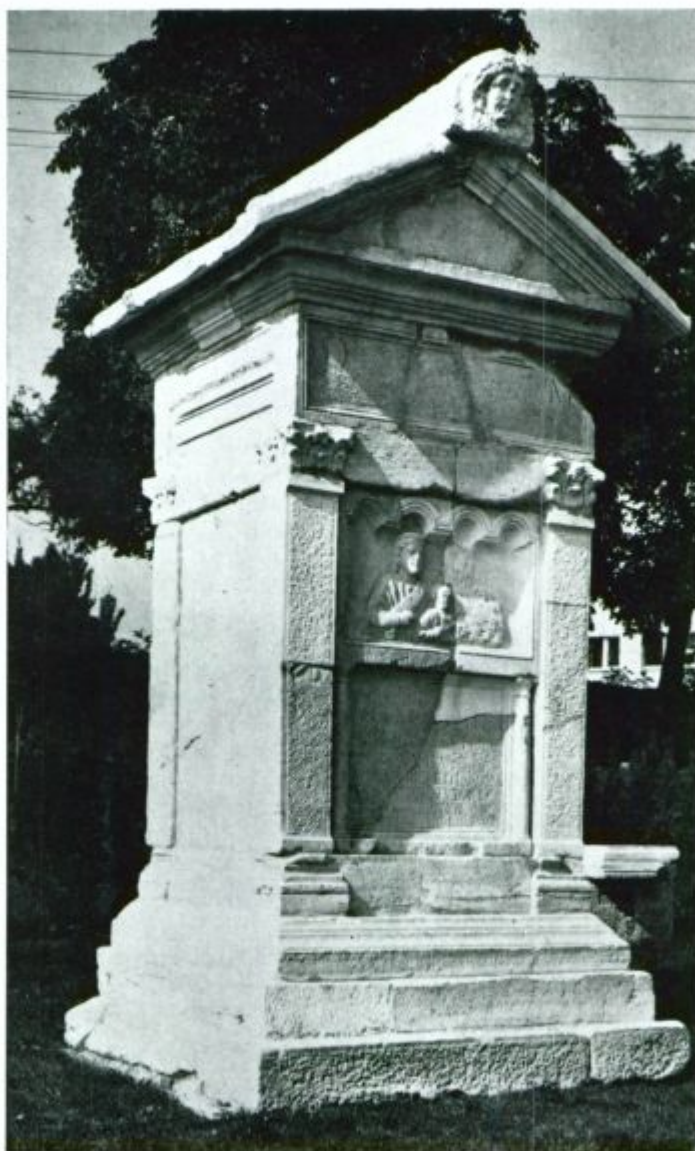
Nahajališče	I. 1965 %	I. 1970 %	I. 1973 %
Hotavlje	15	10	8
Lipica	—	—	18,7
Vitez	20,6	—	—
Gabrovica	—	—	—
Rubije	—	—	—
Drenov grič	—	pod 1	pod 1

Skupne rezerve vseh vrst okrasnega kamna v Sloveniji so po podatkih zbranih v arhivu Geološkega zavoda v Ljubljani ocenjene na okrog 5 000 000 m³ kamene mase; od tega približno 370 000 m³ blokov, tj. okrog 7,5 %. V tej oceni blokov so upoštevani le boljši deli kamnolomov, kjer kamen še pridobivajo, ali pa so proizvodnjo opustili šele pred kratkim.

Opis nahajališč

Slovenija je hribovita in gorata dežela, zato so tla večidel kamnita. Prevladujejo karbonatne kamenine, ki jih po geološki starosti razvrščamo od najstarejših — paleozojskih do najmlajših — kvartarnih. Razen po geoloških kriterijih delimo nahajališča okrasnega kamna na ozemlju Slovenije po geografski legi, ki se v mnogih primerih ujema z litološkimi značilnostmi kamna in še bolj z interesnim področjem posameznih kamnoseških podjetij, saj je določena proizvodna organizacija znana po določeni vrsti kamna, npr. Hotavlje po rdeče pisanem apnencu, sežanski kamnolomni po sivem in temnem rudistnem apnencu, pohorski kamnolomni po tonalitu, čizlakitju, marmorju (sl. 1) ter po drugih magmatskih in metamorfnih kameninah, belokranjski kamnolomni po školjkastem apnencu in na Ljubljanskem področju Mineral razen po predelavi raznih vrst kamna tudi po črnem apnencu z Drenovega griča. V splošnem prikazu lahko navedemo naslednja kamnoseška območja v Sloveniji:

— Primorski Kras med Vipavsko dolino, Brkini in državno mejo z Italijo zajema razne vrste školjkastega apnenca. Značilni tipi apnenca se imenujejo po krajih Lipica, Repen, Kazlje, Gabrovica, Rubije, Kopriva, Avber, Vrhovlje, Lokev, Gorjansko (stalaktit), Brje, Konjske stope, Opatje selo, Fordence, Nova



Sl. 1. Pohorski marmor v spomenikih iz 2. in 3. stoletja v Šempetru pri Celju
Fig. 1. Pohorje marble: Monuments from the 1st and 2nd century, Šempeter near Celje

vas, Kostanjevica, Podvarda (stalaktit-bleščeči marmor), Temenica, Lipa, Tomaj in Stanjel.

— Bela Krajina z nahajališči sivega školjkastega in rjavkastega ter črnega ploščastega apnenca. Svetlo sivi školjkasti apnenec je v ležišču Adlešiči in v okolici, sivi školjkasti je v Gradcu, Vranovičih, Podzemlju, Semiču, Suhorju in Štrekljencu, rjavi ploščati apnenec je v bližini Črncmlja, črni ploščasti pa v Obrhu.

— Med Škofjo Loko — Idrijo in Vrhniko prevladujejo razne triadne karbo-natne kamenine. Najbolj znani so sivi in rdeči apnenec v Hotavljah (sl. 2) in Lesnem brdu, črni ploščasti apnenec na Drenovem griču ter raznobarvni konglo-merat v okolici Idrije in v Kamnitniku pri Skofji Loki. Blizu Ljubljane pridobi-vajo še jurski apnenec z litiotidami.



Sl. 2. Steber iz hotaveljskega marmorja na stopnišču iz 1. v 2. nadstropje v hiši trgovske zbornice v Ljubljani

Fig. 2. Hotavlje marble: Chamber of Commerce, Ljubljana, column between 1st and 2nd floor

— V Karavankah so razširjene predvsem starejše živobarvne toda močno razpokane kamenine, pa tudi kvartarni lehnjak zahodno od Jezerskega (sl. 3). V okrasne namene so uporabni rdeči apnec v Matkovem kotu, modrikasto sivi in rožnati apnec na Jezerskem ter trogkofelski apnec in trbiška breča v Dolžanovi soteski.

— Pohorje je edino območje magmatskih in metamorfnih kamenin v Sloveniji, ki pridejo v poštev za okrasni in gradbeni kamen. Že dolgo pridobivajo tu tonalit, čizlakit in marmor, v prihodnje bi mogli biti uporabni tudi eklogit, serpentinit in amfibolit.

Vzhodna Slovenija z vzhodnimi deli Posavskih gub nima pravega okrasnega kamna; tu je razširjen litotamnijski apnec, ki je uporaben v gradbeništvu, in ker je precej čist, tudi v kemični industriji.



Sl. 3. Lehnjak z Jezerskega, v Kranju na Pungartu
Fig. 3. Calc-tufa from Jezersko: Pungart in Kranj

Primorski Kras

Petindvajset kamnolomov okrasnega kamna na Krasu delimo v štiri skupine.

V kamnolomih v Lipici pridobivajo dva tipa okrasnega apnenca: lipica enotni in lipica rožasti.

— Kamnolomi Lisično I in II, Vitez, Polževo, Doline in Plešivica vzhodno od Sežane se nahajajo v repenskem horizontu, ki se razteza od zahoda proti vzhodu.

— Temno sivi apnenec z različnimi organskimi ostanki nahajamo v severnem in osrednjem delu Krasa. Pridobivali so ga v kamnolomih Brje, Avber, Kazlje, Lipa, Fordance, Nova vas, Štanjel, Tomaj in Temenica.

— Svetlo sivi apnenec s temnejšimi in svetlejšimi konturami fosilnih ostankov so pridobivali v kamnolomih Gabrovica, Rubije, Kopriva, Bazgovica, Konjske stope, Lokev in Opatje selo.

Poleg tega so uporabljali kot okrasni kamen tudi stalaktite v Podvardi in Gorjanskem. Od navedenih kamnolomov je danes v eksploataciji le Lipica, medtem ko je kamnolom Doline v pripravi za poizkusno odpiranje. Podrobnejše geološke raziskave so se v zadnjem času vršile le v Lipici, Dolinah ter v nekaterih drugih kamnolomih Repna in v Kazljah.



Sl. 4. Kamnolom Lipica — zahodni del
Fig. 4. Quarry at Lipica — western part

Skupina kamnolomov Lipica (sl. 4) se nahaja na večjem izdanku svetlo sivoga apnenca imenovanega lipica enotni, ki navzdol prehaja v lipica rožastega. Slednji je dobil ime po značilnih obrisih školjk, ki jim domačini pravijo rože. Obratujoč kamnolom se nahaja okrog 500 m severovzhodno od znane kobilarne v Lipici. V okolici so še drugi opuščeni odkopi; nekateri so pravi kamnolomi, saj merijo po več sto kvadratnih metrov. Nahajališče pripada tektonski enoti Tršaško-komonske planote, ki jo gradi predvsem kredni apnenec. Oba tipa okrasnega apnenca, ki ga pridobivajo v kamnolomu Lipica, prištevamo k rudistnemu apnenecu senonske starosti. Enako stare so tudi druge apnene plasti v širši okolici Lipice, razen v jugozahodnem delu, kjer je v manjši sinklinali ohranjen tudi paleocenski apnenec. Os te sinklinale ima približno smer NNW—SSE in pod blagim kotom vpada proti SSE. Plasti apnenca v severnem križu sinklinale polčno vpadajo pod kotom 20° proti WSW; tu se nahaja kamnolom Lipica oddaljen 500 m od sinklinalne osi. Po dosedanjih geoloških raziskavah tega ozemlja razlikujemo naslednje plasti. Spodaj je temno sivi gosti bituminozni apnenec, ki pripada povečini spodnji kredi, delno pa spodnjemu delu zgornje krede. Na njem leži neposredna tavnina okrasnega apnenca. Tvori jo temno sivi gosti skladoviti apnenec, ki se menjava s sivim rudistnim apnencom. Ta plast pripada turonu. Više sledi okrasni apnenec; pričenja se z rožastim, ki po smeri plastovitosti preide v enotnega. Krovovina je temneje sivi, ponekod tankoplastoviti gosti apnenec, ki vsebuje precej fosilov.

Rožasti tip ali »lipica fiorito« kot ga lokalno tudi imenujejo, je svetlo sivorjavkasto režnati drobnozrnati apnenec. V homogeni osnovi so številni, različno veliki, običajno temnejši in po plastovitosti usmerjeni ostanki rudistov in drugih fosilov. Enotni tip kamna ali »lipica unito« pa je svetlo sivi zrnati apnenec. V homogeni apneni masi so enakomerno razporejeni ostanki školjk, veliki do nekaj milimetrov in temnejši kot apnenca osnova. Oba tipa imata nepravilen ali školjkast lem s hrupavo površino. Struktura je klastična, tekstura pa masivno psevdobrečasta. Apnenec obeh tipov je trden in kompakten, dobro obstojen in se da lepo obdelovati. Tektonika v ležišču Lipica ni izrazita, značilni pa so različni sistemski razpok, po katerih je treba delčati način in smer pridobivanja blokov.

Debelina vseh krednih plasti na območju Lipice ni znana; produktivni skladi rožastega apnenca na ožjem območju kamnolomov so debeli pet do petnajst metrov in približno toliko tudi skladi enotnega tipa, medtem ko je debelina odkrivke okrog 8 m. Vse plasti na območju kamnoloma imajo enoten vpad 15° do 20° proti jugu.

Repen je komercialno ime za okrasni apnenec repenskega horizonta, ki ga po fosilnih ostankih *hendrodont* in *kaprinid* uvrščamo v turon. Na površje prihaja v obliki izkega pasu od Divače na vzhodu in s prekinitvami mimo Sežane dalje prek državne meje v Italijo. Debelina te plasti je v splošnem večja na zahodu, nikjer pa ne preseže 30 m.

Litološka sestava območja Repen je naslednja. Spodaj leži cenomanski temno sivi bituminozni dolomit, na njem pa sivi mikritni spočeturonski apnenec z zelo redkimi fosilnimi ostanki. Ta apnenec postopno preide v repenski apnenec. Debelina prehoda znaša nekaj metrov. Repnu sledi navzgor zopet mikritni in rudistni apnenec, ki ga tudi uvrščamo v spodnji turon. Vse plasti ležijo normalno z vpadom 0° do 20° proti jugu in jugovzhodu.

so dolge le nekaj deset metrov. Na površju je kamen povsod močno zakrasel, razpokan, ponekod zdobljen, luknjičav in kavernozen, sicer pa trden in malo globlje že bolj kompakten.

Geološka lega tega apnenca je enostavna. Talnino in krovino predstavlja sivi in temno sivi gosti nekoliko bituminozni apnenec, ki je precej zakrasel in vsebuje posamezne školjke ali njihove fragmente. Plastovitost zaradi močne zakraselosti na površju ni izrazita, z vrtnjem pa smo našli razlike v barvi, razporeditvi školjk in kavernoznosti.

Po mehanskih in tehničnih lastnostih je to zelo kvaliteten okrasni kamen z malo škodljivih primesi, ki jih predstavljajo tanke lasnice, delno zapolnjene z glino, luknjice in pore. Barva je mehko rumenkasto ali rjavkasto siva s svetlejšimi in temnejšimi konturami školjk s svetlim kalcitnim jedrom. Dá se zelo lepo polirati. Barva in sijaj sta obstojna. Prelom je nepravilen, struktura je drobnozrnata, tekstura pa delno homogena, delno psevdobrečasta. Podoben apnenec kot v okolici Gradca je še pri Semiču in Štrekljvcu.

Nerajski apnenec (sl. 5) je podoben gradaškemu, vendar je temneje siv, bolj razpokan in na splošno mehansko manj odporen, poleg tega pa vsebuje manjše fosile, po obliki nepravilne ter zelo neenakomerno razporejene.

V nahajališču ločimo dve plasti apnenca. V spodnjem delu je sivi masivni in delno tudi plastoviti kavernozni apnenec s številnimi temnejšimi fosilnimi



Sl. 5. Kamnolom Neraje

Fig. 5. Quarry at Neraje

Ekonomsko je najbolj pomemben zahodni del repna ob državni meji, kjer so opuščeni kamnolomi Lisično I in II, Vitez, Polževo in Doline; vzhodno od Sežane pa so repen pridobivali le v kamnolomu Plešivica.

Skladi so porušeni, razpckani in zakrasceti v vseh delih repna, razlika pa je med spodnjimi in zgornjimi plastmi. Zgoraj je zakrascelost globlja tam, kjer repen ni prekrit s krovino, sega okrog pet metrov v globino. Debelina odkrivke se praviloma povsod veča od izdanka proti jugu, to je po padu repna, kar je neugodno za proizvodnjo. Za po nekaj desetih metrih v pobočje namreč preraste ekonomsko mejo in je treba prekiniti eksploatacijo na območju, ko postane repen najbolj kompakten. Iz tega razloga so pred kratkim zaprli kamnolom Vitez.

Vsekakor je repenski apnenec zelo zanimiv za industrijo okrasnega kamna in to predvsem zaradi njegove mehko svetle barve, dobrih mehanskih lastnosti, lepih fosilnih ostankov ter končno zaradi bližine predelovalnih obratov in tradicije sploh.

Kazlje. Temno sivi in črni rudistni apnenec je del spodnjeturonskega rudistnega apnenca. V Kazljah pri Sežani se nahaja v obliki razpotegnjene leče v smeri WNW—ESE in vpada proti severovzhodu pod kotom 10° do 20° . Srednja debelina produktivnih skladov znaša okrog 41 m in je s petimi jalovimi vložki razdeljena na šest slojev.

Talmina sestoji iz dveh delov. Spodaj leži temno rjavi mikritni apnenec brez fosilnih ostankov in na njem z izrazito mejo plastoviti temno sivi in črni apnenec z močno lapornato komponento, ki ima školjkast lom ali pa se celo iverasto drobi. Fosilni ostanki so redki, najdemo pa v njem že manjše leče rudistnega apnenca, enakega produktivni seriji. Debelina višjega dela talnine je 10 do 30 m. Meja s produktivno serijo je jasna. Apnenec produktivne serije je izrazita grebenska tvorba. To je temno rjavkasto sivi in črni brečasti rudistni apnenec, ki kaže ponekod jasno plastovitost. Leča osrednjega ležišča se razleza na razdalji skoraj 600 m od glavnih odkopov proti zahodu, medtem ko o nadaljevanju na vzhod nimamo podatkov.

Enako kot v talnini, razlikujemo tudi v krovini dva dela. Meja s produktivno serijo je jasna, medtem ko je meja med oboema razliškoma krovino postopna. V spodnjem delu prevladuje črni ploščati apnenec z vložki kazeljskega apnenca, debelimi do 0,50 m. Više sledi rjavi mikritni apnenec z redkimi in kalcitnimi žilicami. Debelina krovine verjetno ne preseže nikjer 50 m.

Bela Krajina

Večji del Bele Krajine predstavlja pogreznjeno kraško ozemlje, imenovano tudi Črnomaljska plošča, ki jo gradijo predvsem kredne in delno jurske karbonatne kamenine. Za okrasni kamen je na ozemlju Bele Krajine uporabnih pet litoloških različkov apnenca. To so gradac, nerajc, črnomelj, obrh in adlešiči.

Najbolj znan in najkvalitetnejši za okrasne namene je sivi školjkoviti apnenec gradac. Ime je dobil po kamnolomu zahodno od železniške postaje Gradac. Pridobivali pa so ga tudi v Veliki Loci severovzhodno od Gradca. Novejše geološke raziskave tega ozemlja so pokazale, da prihaja ta apnenec na površje v obliki leč na več krajih severno od ceste Vranoviči—Gradac—Podzemelj. Leče

ostanki, predvsem školjkami. Prelomi potekajo povetini v smeri sever—jug z vpadom 50° proti vzhodu do 80° proti severozahodu. Manj izraziti so prelomi in razpoke drugih smeri. Makroskopsko je kamenina sivi gosti precej žilavi apnenec. Drobnozrnata apnena masa je sicer homogena, vendar tako pogosto prekinjena s kalcitnimi žilicami in temnejšimi preseki fosilov, da je lisasta. Večje odprte razpoke so ponekod zapolnjene z rdečo boksitno glino, drugod pa so prazne. Prelom je nepravilen z normalno hrapavo površino. Apnenec je drobnozrnat in masiven, se srednje dobro polira in obdrži stljaj. Debelina skladov ni znana, po starosti jih po starih podatkih uvrščamo v zgornjo triado.

Ležišče sivkasto rjavega ploščastega apnenca se nahaja na obeh straneh Lahinje, okrog 600 m južno od Črnomlja.

Pod krovino, ki jo pod vrhno humozno plastjo predstavlja rumenkasta ter rdečkasto rjava ilovnata preporina in ilovica, leži rožnato rjavi in sivkasti pasoviti apnenec v polah, debelih do 80 cm. Plasti vpadajo pod kotom 15° do 30° proti severozahodu. Meja s krovino je ostra, medtem ko je prehod v spodaj ležeči sivi apnenec postopen. To mejo smo našli le na širšem območju, ker v ležišču z raziskavanju nismo prišli do talnine.

Tektonsko je kamenina precej porušena, vendar premiki niso veliki, temveč opažamo predvsem številne razpoke v različnih smereh. Starejše razpoke so zapolnjene z belimi kalcitnimi žilicami, mlajše ponekod z živo rdečimi železovimi in aluminijevimi hidroksoidi, najmlajše pa so prazne ali je v njih ilovica. Apnenec je plastovit in polast. Med posameznimi polami je do nekaj cm prostora, ki je zapolnjen s tankimi skrilavimi plastmi sivkasto rumenega apnenega laporja in z ilovico. Apnenec sestoji iz drobnozrnate kalcitne mase, ki je v pasovih različno močno obarvana vzporedno s plastovitostjo. Je drobnozrnat, kompakten in žilav. Lomi se školjkasto z gladko površino.

Na zahodnem robu vasi Obrh je manjši kamnolom črnega ploščastega apnenca, ki ga občasno pridobiva kmet L. Fortun. Apnenec je kompakten, nekoliko bituminozen in vsebuje posamezne izrazite bele kalcitne žilice. Pole in plasti so debele do 60 cm in imajo vpad $112/12^\circ$. Ta apnenec je podoben zgornji plasti apnenca v Nerajcu, je pa temnejši, se dobro polira, zaradi premajhne debeline posameznih pol pa je uporaben le za izdelavo polimarmornih plošč. Škodljivih primesi skoraj nima.

Beli okrasni školjkasti apnenec prihaja na površje nekaj sto metrov jugozahodno od vasi Adlešiči kot tektonsko erozijsko okno, veliko okrog 0,3 ha in obdano s sivim močno zakraselim apnencem, ki je enako okrasni kamen zgornjekredne starosti. Plasti v izdanku imajo približno smer severozahod-jugovzhod in vpadajo proti severovzhodu. V manjšem opuščnem kamnolomu smo našli več manjših prelomov in številne razpoke. Prelomi imajo običajno smer NE-SW z vpadom proti NW, razpoke pa imajo različno smer, vpadajo pa najpogosteje proti SW.

Okrasni apnenec iz Adlešičev sestoji iz drobnozrnatega delno fino kristalastega kalcita in se odlikuje po trdoti, trdnosti in kompaktnosti v manjših kosih. Kamen je prepreden s številnimi tankimi belimi žilicami skoraj prozornega kalcita, manj pa je rdečih žilic železovega in aluminijevega hidroksida. Lom kamenine je neraven in hrapav. Polirana površina obdrži visok stljaj. Zaradi močne razpokanosti v Adlešičih ni možno pridobivati blokov.

Ozemlje med Škofjo Luko, Idrijo in Vrhniko

Hotavlje. Rdeče pisani apnenec pod Srednjim brdom na Hotavljah ima zanimivo geološko lego, saj se v bližini slikata dve tektonski enoti. Kamnolom pripada še Škofjeloško-žirovskemu pokrovu, medtem ko se raztezajo severneje, zahodno ter jugozahodno vrhniško-blegoški nizi. Na tem območju prevladujejo paleozojske kamenine, sam apnenec pa je zgornjetriadni. Starejši permokarbonski glinasti skrilavec, sljudnati peščenjak in drobnozrnati konglomerat predstavljajo narinjen pokrov na mlajših triadnih karbonatnih in piroklastičnih kameninah. Intenzivna tektonika in močna erozija sta izoblikovali današnji relief. V njem so se predvsem ob robovih dolin pokazale triadne kamenine kot tektonsko-erozijska okna v permokarbonskih plasteh. Ležišče hotavljanskega apnenca je značilen primer takšnega nastanka.

Hotavljanski okrasni apnenec ali marmor, kakor ga že dolgo imenujemo, je po nastanku grebenska tvorba. Prej so ta apnenec uvrščali v srednjo triado, sedaj pa ga na podlagi geološke lege uvrščamo v karnijsko stopnjo med rabeljske plasti. Enake starosti sta tudi zelenkasti glinasti skrilavec ter sericitizirani in kloritizirani peščenjak s precej tufske primesi, ki sta ločena od apnenca s skoraj vertikalnim prelomom na vzhodni strani. Skupno so karnijske plasti razkrite tu na razdalji okrog 800 m v smeri sever-jug in okrog 200 m v smeri zahod-vzhod.

Na Hotavljah so znani trije tipi okrasnega apnenca, ki pa jih ločimo le po barvi, medtem ko so litološke, petrografske in mehanske lastnosti enake. Ločimo sivi, rožnati in rdeči tip apnenca. Vsi trije tipi okrasnega kamna se dajo dobro obdelovati in polirati in dolgo obdržijo sijaj. Hitreje izgube sijaj, če so izpostavljeni atmosferijam ali mehanski obrabi, npr. na stopnicah. Kompaktnjši deli imajo dovolj visoko tlačno trdnost in so uporabni tudi za nosilne elemente pri manjši obremenitvi.

Škodljiva primes v tem apnencu so vložki sericitnega skrilavca, limonitiziranega hematita in ilovice. Struktura je drobnozrnata, tekstura pa nehomogena.

Drenov grič. Od skupine kamnolomov črnega ploščastega apnenca na južnem pobočju Drenovega griča je samo še najzahodnejši v eksploataciji. Temno sivi in črni apnenec (sl. 6) pripada rabeljskim skladom zgornje triade in leži diskordantno na glavnem dolomitu. Apnenec nastopa med tufitom. Nekaj sto metrov severneje leži v tufitu tudi rdeči okrasni apnenec na Lesnem brdu, ki je enake starosti. Črni apnenec je preproden z belimi kalcitnimi žilicami, ki so orientirane povečini pravokotno na plastovitost, pogostne pa so tudi manjše leče kalcita. Med plastmi in polami, ki so zelo jasno izražene, so pole črnega bituminoznega glinasto laporastega skrilavca debeline do 70 cm, medtem ko so pole apnenca debele do 1,55 m. Skupna debelina produktivne plasti v kamnolomu Drenov grič je 12 do 20 m. Apnenec vsebuje precej fosilov, od katerih so najbolj znane školjke *Trigonodus carniolicus* in *Myophoria kefersteini* ter drobni polži. Krovino, ki sedaj v kamnolomu ni vidna, predstavlja sivi in rdečkasti pisani peščenjak in glinovec. Talina pa je iz glinastotufskih sedimentov, debelih okrog 15 m, ki navzdol preidejo v rdeči apnenec. Plasti apnencu so rahlo nagubane in tvorijo položno antiklinalo v smeri zahod—vzhod, katere os je nagnjena za 5° do 15° proti zahodu.

Večjih tektonskih premikov v kamnolomu in bližnji okolici nismo opazili. Vidna sta sicer dva preloma v smeri sever—jug, poleg njih pa še več manjših drs v isti in prečni smeri, ob katerih pa so opazni le manjši premiki. V bližini prelomov so bele kalcitne žilice gostejše.

Prevladujoča sestavina kamenine je jedrnata apnena masa s kalcitnimi zrci velikosti okrog 0,015 mm ter z malo amorfne mase. Pogostni so drobni vključki kalcita, luske glinasto organske snovi, manj pa je tankih paličastih in zavitih oblik apnenih organskih ostankov ter drobnih zrn sulfidov.

Lesno brdo. Nahajališče sivega, rožnatega in rdečega pisanega apnenca ima obliko nepravilne podolgovate leče ali grebena v smeri WNW—ESE in z vpadom plasti povprečno 10° do 25° proti NNE. Po padu je ta leča razkrita v širini 10 do 60 m, po smeri pa se razteza na razdalji okrog 300 m, s prekinitvami pa še nekaj sto metrov proti vzhodu in zahodu. Debelina apnenca je raziskana z vrtnjem in narašča od zahoda proti osrednjemu delu, kjer doseže 47 m. Južna meja



Sl. 6. Zamorski kralj iz črnega apnenca z Drenovega griča, Šentjakob v Ljubljani
Fig. 6. Black limestone from Drenov Grič: Moorish king, St. Jacobs church, Ljubljana

apnenca je tektonska, kar se dá sklepati na podlagi vrtranja in kartiranja. Tu je plast okrasnega apnenca ostro ločena s skoraj vertikalno ploskvijo od južno ležečega rumenkasto rjavega in rdečkasto vijoličastega peščenolaporastega skrilavca, ki vsebuje posamezne bloke sivo rožnatega apnenca. Enako kamenino so našli tudi z vrtranjem pod plastjo okrasnega apnenca. Na severni strani preide rdeče pisani apnenec v sivi plastoviti gosti apnenec. Meja ni točno določena, samice na površju pa kažejo na vpad 30° do 45° proti NE. Proti vzhodu in zahodu se širina in debelina zmanjšata in končno se apnenec izklini. Apnenec z Lesnega brda je trden, luknjičav, v zgornjih delih nahajališča močno zakrasel ter na splošno tako po barvi kot po litološki sestavi nehomogen. Po plastovitosti se večkrat pojavi tanko plastoviti pegasti temno vijoličasti laporasti skrilavec, ki se večkrat izgubi in zopet pojavi.

Ta apnenec enako kot črnega z Drenovega griča uvrščamo v rabeljske sklade karnijske stopnje. V njem najdemo obilico raznih živalskih ostankov školjk, polžev, foraminifer, ježkov, koral in alg.

Škodljive primesi so predvsem glinasto-laporasti vložki, zrnca pirita in skupki limonita v stilolitskih šivih ter leče sericitnega skrilavca. V zgornjih delih, do globine okrog 5 m, je apnenec običajno toliko zakrasel, da ni mogoče pridobivati blokov. Po kompaktnosti najboljši apnenec leži v globini 17 do 40 m, medtem ko se barva tudi z globino na splošno ne menja.

Podpeč. V bližini železniške postaje Preserje na Ljubljanskem barju je nahajališče temno sivoga apnenca z značilnimi belimi lisami. Ta apnenec, oziroma »podpeški marmor«, kot ga tudi imenujejo, so še pred kratkim pridobivali v znamenit kamnolomu v Podpeči in občasno še v nekaterih manjših odkopih v okolici.

Dobre lastnosti tega kamna za obdelavo in poliranje, lep videz, odpornost proti zunanjim vplivom, dobre mehanske lastnosti in predvsem ugodna lokacija so bili vzroki, da je bil ta kamen uporabljen pri številnih gradnjah v Sloveniji, največ pa na ljubljanskem območju. Iz njega so številni portali, stebri, podboji, mize, police, obloge in podobno, med drugim so iz njega tudi stopnišče in nekateri drugi deli Univerzitetne knjižnice v Ljubljani. Njegova neugodna lastnost je, da poliran in izpostavljen atmosferijam izgubi lesk. V tem kamnu so vidni številni fosilni ostanki. Najbolj izrazita je školjka *Lithiotis problematica*; po njej štejeemo ta apnenec v srednji lias spodnje jure. Njene bele podolgovate konture na temni podlagi zelo požive ta kamen. Od drugih fosilov je veliko megalodontidnih školjk, ramenonožcev in luknjičark.

Na splošno je apnenec polast, plastovit in tektonsko močno porušen. Posamezni deli nahajališča so se ob prelomih različno dvignili oziroma pogreznili ter nagnili. Na drsnih ploskvah so še lepo ohranjena tektonska ogledala, kar je tudi eden od podatkov o dobri kvaliteti tega kamna. Posamezne kompaktno pole so debele do enega metra, poprečno pa manj, kar otežuje pridobivanje blokov standardnih dimenzij.

Karavanke

Matkov kot. Na južnem pobočju hriba Sedele (kota 1242 m) v Matkovem kotu je na višini 1120 m manjše nahajališče rdečega, rožnatega in sivoga pisanega apnenca. Izdanek ima nepravilno ločasto obliko in leži v skrilavcu in skrilavem peščenjaku različne barve, ki se menjavata s kremenovim konglomeratom. Po

starejših podatkih (Teller, 1898) je to grebenski apnenec silurske starosti. Zaradi številnih fosilnih bodic krinoidov so ga imenovali tudi krinoidni apnenec. V novejšem času stratigrafska lega teh skladov še ni bila preverjena, vendar so geologi mišljenja, da na tem območju ni starjšega apnenca od devonskega. Petrografske gre za dolomitizirani apnenec, oziroma rdeči laminirani mikritni in mikrosparitni rekristalizirani apnenec z odlomki krinoidov. Od škodljivih primesi vsebuje leče laporastega sljudnega skrilavca, limonitizirane mikrostitilolitske šive, ilovico v porah in kavernah ter redka zrnca avtigenega kremenca. Ta kamen ima zaradi barvitosti zelo privlačen videz in se tudi dobro polira. Zato ga predvsem v Zgornji Savinjski dolini že več kot pol stoletja uporabljajo kot okrasni kamen. Poleg majhnih rezerv je glavni problem močna razpokanost, ki onemogoča pridobivanje blokov. Uporaben je za izdelovanje polimarmorja in teraca, za kar se v zadnjem času največ rabi. Kamnolom ima preveč neugodno lego, da bi bilo pridobivanje rentabilno.

Jezerško. Lehnjak kvartarne starosti že več desetletij občasno izkoriščajo na levem bregu Kokre okrog 2 km zahodno od Spodnjega Jezerskega. Območje nahajališča obsega okrog 4 ha. Debelina lehnjaka se veča od vzhodnega dela, kjer doseže 20 m, proti zahodu, kjer se izklini.

Ta lehnjak je tipično svetlo rumenkasto rjav z lepo ohranjeno strukturo okamenelih stebel, listov, korenin, mahu, biljk in druge podrasti. Za obdelavo je zelo mehak in zato primeren le za nenosilne obloge. Na kvaliteto kvarno vplivajo neenakomerna velikost in razporeditev luknjic in pogoste kaverne, ki merijo tudi nekaj metrov.

Zaradi odročne lege in velike višine je pridobivanje omejeno le na poletne mesece. Ta okrasni kamen je bil uporabljen pri oblaganju raznih stavb na Gorenjskem in v Ljubljani, kjer je med drugim obložen fasadni vhod centralne lekarne v Ljubljani.

Sklep

Industrija naravnega kamna ima v Sloveniji dolgoletno tradicijo. Zaradi vedno večjega povpraševanja po naravnem kamnu narašča tudi zanimanje za opuščene kamnolome in nekatere druge vrste kamna, npr. konglomerat, brečo in peščenjak.

Na ekonomsko vrednost vsakega nahajališča okrasnega kamna vplivajo geološke razmere v nahajališču, petrografske in mehanske lastnosti kamna ter tehnični pogoji pridobivanja. Po dosedanjih izkušnjah povzročajo pri pridobivanju naravnega okrasnega kamna največ problemov posledice tektonike, predvsem razpokanost in zdrobjenost, ki skupaj s plastovitostjo in zakrasedlostjo običajno zelo znižajo izkoristek ali celo onemogočajo pridobivanje blokov. Temu vprašanju je treba v metodologiji raziskav posvetiti posebno pozornost.

Pri pridobivanju in predelavi okrasnega kamna se postavlja tudi vprašanje odpadkov in slabih delov nahajališč, ki se sedaj smatrajo kot jalovina. V poštev pride uporaba za gradbeni material, izdelava teraca, možnost obdelave manjših nepravilnih blokov, izdelava »umetnega okrasnega marmorja« s pomočjo umetnih veziv in uporaba nekaterih čistejših vrst v kemični industriji, s čimer bi izboljšali ekonomski položaj te industrijske panoge.

Industrija okrasnega kamna, predvsem kamnolomi, so v glavnem na manj razvitih območjih naše republike, kar naj bi bila tudi ena od spodbud za njen hitrejši razvoj. Razširjenost raznih kamnin, ki bi bile že po dosedanjih kriterijih uporabne v okrasne namene, nam nalaga dolgotrajno in odgovorno raziskovalno delo, tako na področju metodologije kakor tudi pri uvajanju sodobnejše tehnologije v predelavi.

Literatura

- Grimšičar, A. in Očepek, V. 1975, Petrografske in mehanske lastnosti okrasnih kamnin v Sloveniji. Gradbeni vestnik št. 8/9 in 11, Informacije ZRMK 63 in 65, Ljubljana.
- Grimšičar, A. 1973, Pomembnejši kriteriji za določanje kvalitete kamnin I. Gradbeni vestnik št. 3, Informacije ZRMK 155, Ljubljana.
- Herbech, A. 1953, Der Marmor, München.
- Pleničar, M. 1959, Gradbeni kamen Ljubljane. Proteus XXI, št. 6, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1959, Še enkrat gradbeni kamen Ljubljane. Proteus XXI, št. 9/10, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1961, Preserje—Podpeč. Geološki izleti po ljubljanski okolici, str. 47, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1962, Še en okrasni kamen v Ljubljani. Proteus XXIV, št. 6, Ljubljana.
- Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kenker, str. 24. G. R. A. Wien.
- Winkler, E. M. 1973, Stone: Properties, Durability in Man's Environment, Wien, New York.

Hidrogeološke razmere na Sorškem polju

Ljubo Žlebnič

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Po geološki zgradbi je Sorško polje udorina, izoblikovana v neprepustnih terciarnih glinastih plasteh ter zapolnjena s prepustnim pleistocenskim konglomeratom in prodom. Skozi konglomerat in prod se pretaka podtalna voda, ki se napaja iz Save in iz padavin ter se izliva delno nazaj v Savo, v večji meri pa v izvire na levem bregu Sore. Avtor je izračunal srednjo vrednost koeficienta prepustnosti in efektivne poroznosti vodonosnika. Skozl osrednji del Sorškega polja se pri nizkem vodnem stanju pretaka $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Pri visokem vodnem stanju se pretok poveča za 15 do 20 %. Za vodno oskrbo prebivalstva bi bilo mogoče izkoristiti $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

1. Dosedanje raziskave

Leta 1952 je prof. Janko Sketelj izdelal v zvezi z izgradnjo HE Medvode hidrološko študijo Sorškega polja, ki ji je priložil tudi karto hidroizohips. Nekoliko kasneje, leta 1959/60, je v zvezi z oskrbo vode tovarne celuloze v Goricanah izdelal Hidrometeorološki zavod SRS kratko hidrološko študijo Sorškega polja.

V letih 1963—1965 je Geološki zavod Ljubljana izdelal hidrogeološko karto v merilu 1 : 25 000, izvrtal 17 vrtin in jih opremil kot piezometre za opazovanje nihanja gladine podtalne vode. Na podlagi hidrogeološkega kartiranja, vrtanja, opazovanja gladin v piezometrijskih vrtinah in meritev izdatnosti izvirov je izdelal približno bilanco podtalne vode Sorškega polja. Hidrometeorološki zavod SRS je kasneje v izvrtanih piezometrijskih vrtinah in obstoječih vodnjakih simultano opazoval gladino podtalne vode, meril izdatnost izvirov, izdelal karto hidroizohips pri različnih stanjih vode ter bilanco podtalne vode. Po vseh zbranih podatkih je Projekt-nizke zgradbe ocenil količino in kakovost podtalnice na Sorškem polju.

V letih 1973 in 1974 je Geotehnika Zagreb izvrtala na kraju predvidene vodarne na Sorškem polju 4 piezometrijske vrtine. V letih 1974 in 1975 pa je Geološki zavod Ljubljana po naročilu Mestnega vodovoda Ljubljana podrobneje

hidrogeološko raziskal profil Godešič—Mavčiče, tj. v trasi predvidene vrste vodnjakov. V okviru raziskav so bile izvrtane 3 črpalne vrtine, SOV-51, SOV-53 in SOV-54 ter piezometra SOP-50 in SOP-52. Da bi določili najvažnejše hidrogeološke parametre vodonosnih plasti, je izvedel poskusno črpanje.

2. Kratek morfološki opis

Meja podtalne vode Sorškega polja poteka po Savi od Kranja do Medvod, nato od Medvod po Sori navzgor do Suhe pri Škofji Loki in od tod približno vzporedno s cesto Škofja Loka—Kranj do Kranja.

Točen potek razvodnice na zahodu med podtalno vodo Sorškega polja in podtalno vodo, ki se pretaka proti potoku Suhl, ni znan. Na tem območju sestoje pleistocenske plasti v glavnem iz gline in vmesnih vodonosnih prodnih plasti. Nekatere vodonosne prodne plasti so verjetno nagnjene proti Suhl in se podtalna voda, ki se napaja iz padavin, preceja proti Suhl. Na to kažejo številni mali izviri na stikih prodnih in glinastih plasti na levem bregu potoka. Večji del podtalne vode pa se s tega zahodnega roba polja preceja proti sredini Sorškega polja.

Tudi med Kranjem in Bregom ni mogoče potegniti jasne razvodnice. Površinska razvodnica je vsekakor Sava, ki po novejših opazovanjih intenzivno napaja podtalno vodo Sorškega polja, posebno ob visokih vodah. Toda razen iz Save se na tem območju pretaka podtalna voda iz Kranjskega na Sorško polje pod savsko strugo. Podtalna voda se pretaka skozi porozne prodne in konglomeratne plasti, ki se menjavajo z manj prepustnimi, dobro sprijetimi konglomeratnimi plastmi.

V morfološkem pogledu je Sorško polje ravnica, ki položno pada od Kranja proti Godešiču in Medvodam. Površje ravnice, ki je pravzaprav mlajšepleistocenski vršaj Save, je nagnjeno povprečno za 0,4 ‰ proti jugu. Na Laborah pri Kranju je površje ravnice na višini 390 m, pri Sp. Senici na robu strme ježe proti Sori pa na višini 332 m.

Iz ravnice se dvigajo starejše pleistocenske terase, Velika Dobrava med Godešičem in Retečami, Zejski hrib nad Japrcem, terasa med Zejami in Svetjem ter terasa med Mavčičami, Podrečo in Zbiljami. Površje teh teras je valovito in ponekod tudi zakraselo. Posebno Zejski hrib in Velika Dobrava sta dokaj zakrasela; posebno številne so vrtače.

Jugozahodni in južni rob polja se znižuje v več terasah s strmimi ježami proti globoko zarežani dolini Sore. Zahodni rob polja predstavlja rahlo valovito in delno zamočvirjen svet vzdolž ceste Škofja Loka—Kranj, ki loči Sorško polje od povodja potoka Suhe. Tod teče tudi edini površinski tok na Sorškem polju, Bitenjski potok ali Žabnica. Ta izvira v hribovju zahodno od Stražišča pri Kranju in teče skozi Bitnje, Žabnico, Trato, mimo Lipice in se pod Godešičem spoji s studenčnico, v katero se izlivajo številni izviri iz Sorškega polja. V sušnem obdobju teče Žabnica le do vasi Žabnica, kjer ponikne. Severovzhodni in vzhodni rob polja poteka ob 25 do 45 m globokem kanjonu Save, ki je vrezan v pleistocenske konglomeratne plasti.

3. Geološki opis

Sorško polje obsega okrog 35 km² površine. Prekrivo je povečini z mlajšepleistocenskim prodom, s tako imenovanim mlajšim zasipom. Iz prodne ravnine se dvigajo starejše pleistocenske nizke valovite terase, ki so prekrivane z debelo plastjo gline s prodniki: Velika Dabrava severno od Reteč in Godešiča, Zejski hrib med Jeprco in Podrečo, terasa med Zbiljami in Svetjem ter terasa med Mavčičami in Podrečo.

Pod prodom, ki prekriva ravne dele polja, leži konglomerat, ki prihaja na površje v soteski Save. Iz konglomerata sestojijo tudi zgoraj omenjene terase; le njihova površinska plast je iz glinaste preperine, debele več metrov. Debelina prodne odeje je povečini tenka, do 10 m, le v ozkem pasu med Drulovko, Jeprco in Senico, kjer poteka stara, s prodom zasuta savska struga, je prodni zasip debel 35 do 45 m. Dno stare struge po dosedanjih podatkih ni globlje od dna današnjega kanjona. Med Jeprco, Gorenjo vasjo, Senico, Ladjo, Svetjem in Žejami je savska erozija odnesla ves konglomerat, nastalo široko strugo pa je zasula z mlajšepleistocenskim prodom približno 35 m na debelo.

Po podatkih geološkega kartiranja in vrtnja poteka s prodom zasuta stara savska struga v začetnem delu od Drulovke proti jugovzhodu vzporedno s sedanjo strugo. Od nje je oddaljena približno 500 m. Potek stare struge med Bregom in Mavčičami ni zanesljivo ugotovljen, vsekakor pa poteka med vrtnama S-15 in S-16. Od tod dalje poteka naravnost proti jugu, zahodno od Jeprce in proti Senici ter Svetju. Ob vtoku pri Drulovki je zasuta savska struga široka okrog 300 m, medtem ko se med Jeprco in Gorenjo vasjo razširi na 1200 m. Med Drulovko in Jeprco njena širina ni točno določena.

Podlaga pleistocenskega proda in konglomerata sestoji iz terciarne peščene gline, peščenjaka in kompaktnega konglomerata. Terciarne plasti leže v osrednjem delu polja 65 do 120 m globoko pod površjem, na južnem in jugovzhodnem robu polja pa prihajajo na površje. Izdanki terciarnih plasti so na levem bregu Sore med Retečami in Zgornjo Senico, pri jezu tovarne celuloze v Goričanah, pod mlinom v Ladji in na levem bregu Sore pod Svetjem. Izdanki terciarnih plasti so tudi pod gostilno Bohinje v Medvodah, na levem in desnem bregu akumulacijskega bazena HE Medvode do mostu v Smedniku in v jezi terase pri Žejah.

Zgornje površje terciarnih plasti na izdankih je pod Gorenjo vasjo na koti 345 m, pod Retečami na 335 m, pod Svetjem na 335 m, pod Ladjo na 313 m, pod gostilno Bohinje na 330 m, v Zbiljah na 330 m, v Žejah pa se dvigne na koto 355 m.

Terciarna podlaga predstavlja na Sorškem polju globoko kotanjo, zapolnjeno s pleistocenskim konglomeratom in prodom. Najgloblji del udorine, kjer so pleistocenske plasti debele 90 do 120 m, je med Prašami, Bitnjami in Laborami. V tem delu leži terciarna podlaga na višini 256,8 do 279,5 m. Na jugovzhodnem robu najglobljega dela kotanje, kjer so bile v letošnjem letu izvrtane črpalne vrtine SOV-51, SOV-53 in SOV-54, leži terciarna podlaga na višini 274,0 do 291,4 m.

4. Hidrogeološki opis

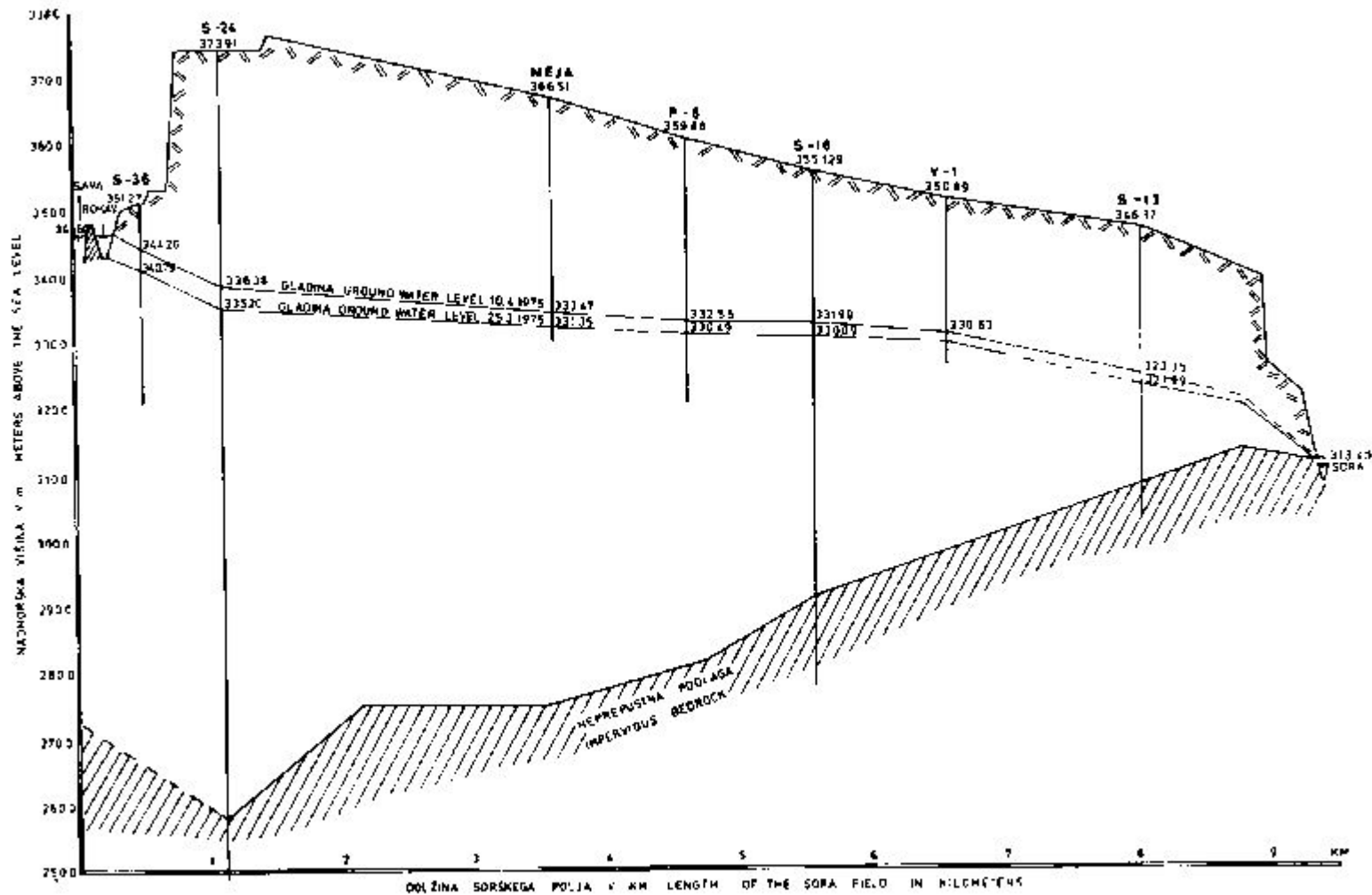
4.1. Gladina podtalne vode

Iz geološkega opisa vidimo, da je Sorško polje po svoji zgradbi udorina, ki je na debelo zapolnjena s poroznim konglomeratom in delno s prodrom. Podlago udorine sestavljajo neprepustne terciarne glinaste plasti. V konglomeratu in prodru so akumulirane velike količine podtalne vode. Seveda so zapolnjene z vodo le tiste porozne plasti, ki leže pod gladino podtalne vode. Karta hidroizohips (tabla 1) in vzdolžni profil (sl. 1) kažeta, da gladina podtalne vode na skrajnem severnem robu polja pri Drulovki strmo pada od Save proti jugu. Pri Drulovki je pri nizkem vodostaju na višini 342 m, pri Bregu in pri cestnem nadvozu nad železniško progo pa na višini 335 m. Strmec gladine podtalne vode je na tem območju 9,3 ‰. Gladina leži 39 do 43 m globoko pod površjem polja. Od tod proti jugu nekako do železniške postaje v Žabnici in do Praš ima gladina podtalne vode znatno položnejši strmec, ki doseže le 2 ‰. Gladina je okrog 43 m globoko pod površjem polja. Na osrednjem delu polja južno od železniške postaje Žabnica in Praš pa vse do Godešiča, Reteč in Jecrce je strmec gladine podtalne vode izredno majhen. Pri Meji je npr. le 0,59 ‰. Gladina podtalne vode je v osrednjem delu polja pri nizkem stanju vode 35 do 25,5 m globoko pod površjem. Iz karte hidroizohips vidimo, da se na tem delu polja razdeli tok podtalne vode v več smeri. Del toka je usmerjen naravnost proti jugu, proti izvirov pod Godešičem in Retečami, drugi del proti izvirov pod Senico in Ladjo, del toka pa se usmeri nazaj proti Savi, proti Mavčičam in Podreči. Na skrajnem južnem robu Sorškega polja nad izviri pod Godešičem, Retečami, Senico, Ladjo in Goričanami se strmec gladine podtalne vode zopet izredno povzeta. Tako je na območju tovarne celuloze v Goričanah 5,5 ‰, gladina pa je okrog 8 m pod površjem. Pri Jecrci je gladina pri nizkem stanju vode 24,6 m globoko.

Vzdolžni profil kaže, da gladina podtalne vode močno niha v odvisnosti od gladine Save in padavin. Na profilu je zarisano zelo nizko stanje vode dne 25. 3. 1975 in izredno visoko stanje vode dne 10. 4. 1975 po izrednem porastu gladine Save in istočasnih močnih padavinah. V tem sorazmerno kratkem razdobju je na območju med Savo, Drulovko in Bregom gladina podtalne vode narasla za 3,2 do 3,6 m. Če pa upoštevamo skrajno sušno stanje vode dne 15. 3. 1975 je razlika gladin še večja, od 4,0 do 4,4 m. V osrednjem delu polja so bila nihanja gladine manjša. Razlika gladin je po podatkih dne 25. 3. in 10. 4. 1975 1,9 do 2,1 m. Če pa upoštevamo izredno nizko stanje dne 15. 3. 1975, je razlika gladin 2,5 do 3 m. Opazna so izjemno velika nihanja gladin na zahodnem obrobju polja vzdolž železniške proge Škofja Loka—Kranj. Tu so znašale razlike gladin 3,7 do 4,0 m. Če pa upoštevamo podatke zelo nizkega stanja vode dne 10. 3. 1975, tedaj je znašala v vrtini S-20 severno od Trate razlika gladin celo 6 m. Ta velika nihanja je pripisati dotoku visoko ležeče podtalnice

Sl. 1. Vzdolžni profil Sorškega polja z vrisano gladino podtalnice pri nizkem in visokem stanju vode dne 25. 3. in 10. 4. 1975

Fig. 1. Longitudinal section of the Sora Field showing the groundwater level at low waters of March 25, 1975, and at high waters of April 10, 1975



iz zahodnega roba polja po močnejših padavinah ter infiltraciji potoka Zabnice, ki se često razlije iz svoje struge in poplavi bližnje ozemlje. Ob visokem stanju vode se zaradi tega gladina podtalnice na zahodnem obrobju polja močno dvigne, tok podtalne vode pa se preusmeri iz prejšnje smeri sever—jug v smer severo-zahod—jugovzhod.

Pripominjamo, da pri opisu podtalne vode Sorškega polja nismo upoštevali obrobne visoko ležeče podtalnice na zahodnem robu polja, ki se izliva v globoko ležečo podtalnico Sorškega polja. Količine te vode so namreč zelo majhne, pa tudi izdatnost vodonosnih plasti na tem območju je izredno majhna. V poglavljenem vodnjaku pri šoli v Zabnici prevladuje do globine 35 m pod površjem zaglinjen prod z vložki peščenega proda, globlje pa leži terciarna glina. Izdatnost vodnjaka je bila malenkostna, le okrog 0,3 l/s pri znižanju gladine za 17 m. Iz tega smo približno ocenili koeficient prepustnosti k na $3 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Na južnem robu polja je nihanje gladine podtalne vode manjše kot v osrednjem delu polja, okrog 1,35 m. Izjemno smo izmerili večje nihanje v vodnjaku 92 v Retečah (2 m), kar pa je pripisati dotoku z območja visoko ležeče podtalnice pri Gorenji vasi.

4.2. Debelina vodonosne plasti

Debelina vodonosne plasti je neposredno odvisna od gladine podtalne vode in globine neprepustne podlage. Z nihanjem gladine podtalne vode se spreminja tudi debelina vodonosne plasti.

Po podatkih vrtanja sestoji vodonosna plast na Sorškem polju večidel iz poroznega konglomerata in zbitega peščenega proda. Na južnem robu polja, južno od Jeprce, sestoji vodonosna plast le iz peščenega proda.

Vzdolžni profil kaže, da leži neprepustna podlaga najgloblje na severu polja pri Drulovki, kjer je na višini 258,8 m. Proti jugu se podlaga dviga in je na južnem robu polja na več krajih razkrita na površju na višini 313 do 345 m. Iz vzdolžnega profila in karte hidroizohips vidimo, da je gladina podtalne vode nagnjena proti jugu, neprepustna podlaga pa se v tej smeri dviga, zaradi česar se debelina vodonosne plasti proti jugu postopno močno zmanjša. Pri nizkem stanju vode je pri Drulovki vodonosna plast debela okoli 77 m, na Meji 57 m, v vrtini S-16 38,5 m, v vrtini S-13 pri Jeprci 15 m, v vodnjaku C-5 v tovarni celuloze v Goricanah pa le še 4,2 m. Pri visokem stanju vode se zveča debelina vodonosne plasti za okrog 4,4 m pri Drulovki, za okrog 3 m pri Meji, pri Jeprci za 1,3 m, v bližini izvirov v Goricanah pa le še za nekaj cm.

4.3. Sestava vodonosnih plasti

Vrtine iz let 1963—1965, posebno pa novejši podatki črpalnih vrtin in vodnjakov, ki so bili izvrtani v letih 1974 in 1975 na Sorškem polju ter njegovem obrobju, kažejo, da sestoji vodonosne plasti v glavnem iz poroznega konglomerata z vložki zbitega peščenega proda. Le na južnem robu polja južno od Jeprce vsebuje vodonosna plast le peščeni prod.

Konglomerat je delno dobro sprijet in malo prepusten, delno pa je porozen in močno prepusten. Peščeni prod, ki sestavlja debelejšje in tanjše plasti ter leče med konglomeratom, je dobro prepusten. Posebno dobro je prepusten peščeni prod vodonosne plasti na južnem robu polja, južno od Jeprce. Dobro

sprijet in slabo prepusten konglomerat ne sestavlja zveznih plasti, ampak po večini le večje ali manjše leče.

Iz zgoraj navedenih podatkov razberemo, da so vodonosne plasti precej heterogene in anizotropne tako v navpični kot tudi v vodoravni smeri. Črpalni poskusi v vrtinah SOV-51, SOV-53, SOV-54 in v vodnjaku Iskre pod vasjo Orehek so dali zaradi tega le podatke o povprečnih vrednostih koeficienta prepustnosti k in efektivne poroznosti S za celo vodonosno plast, ki pa je zelo heterogena. Torej so te vrednosti le navidezne, ki pa jih lahko uporabimo pri izračunih izdatnosti vodonosne plasti ter pri oceni statičnih in dinamičnih zalog podtalne vode na Sorškem polju. Prave vrednosti koeficientov k in S močno prepustnih poroznih konglomeratnih in prodnih plasti so precej večje od izračunanih, medtem ko so plasti dobro sprijetega konglomerata slabo porozne in skoraj neprepustne. Zaradi letastega razvoja dobro sprijetega konglomerata ne moremo niti približno oceniti, kolikšen procent celotne debeline kvartarnih plasti pod vodno gladino odpade na skoraž neprepustni dobro sprijeti konglomerat, in kolikšen procent na porozni, močno prepustni konglomerat in peščeni prod. Iz tega pa sledi, da ne moremo točneje oceniti prave vrednosti koeficientov prepustnosti k in efektivne poroznosti S močno poroznih in prepustnih konglomeratnih ter prodnopeščenih plasti.

4.4. Najvažnejše hidrogeološke karakteristike vodonosnih plasti

Koeficient prepustnosti k in efektivno poroznost S smo določili na Sorškem polju po podatkih črpalnih poskusov v vodnjaku Iskre pod Orehkom, v črpalnih vrtinah SOV-51, SOV-53 in SOV-54 ter v vodnjaku C-5 v tovarni celuloze v Goričanah. Poleg tega smo izračunali efektivno poroznost tudi po opazovanjih gladin Save in piezometrov S-30, S-24 in S-35 v Drulovki in na Bregu med poplavnim valom Save v času od 4. 4. do 20. 4. 1975.

V vodnjaku Iskre pod vasjo Orehek smo poskusno črpali v začetku februarja 1974. Vodnjak ima premer 0,6 m in globino 26,2 m, je torej nepopoln. Neprepustna podlaga je po razpoložljivih podatkih bližnjih vrtin okrog 80 m pod površjem ozemlja. Debelina vodonosne plasti znaša približno 70 m. Po podatkih črpanja smo izračunali koeficient prevodnosti T in iz tega koeficient prepustnosti k . Pri računu smo uporabili podatke znižanja v piezometru P-1, ko se je iz vodnjaka črpalo 39,5 l/s vode. Piezometer je oddaljen od vodnjaka 10,4 m. Računali smo po Hantushovi korekcijski metodi za nepopolni vodnjak v vodonosniku s svobodno gladino

$$T = \frac{2,3 \times Q}{4 \pi \times A (s - s^2/2d)}$$

T — koeficient prevodnosti (m^2/s)

$1 (s - s^2/2d)$ = korigirano znižanje v času enega logaritmičnega cikla časa

d — dolžina filtra vodnjaka pod vodno gladino (m)

po tej enačbi je

$$T = \frac{2,3 \times 0,0395}{4 \pi \times 0,038} = 0,19 \text{ m}^2/\text{s}$$

Iz tega izračunamo koeficient prepustnosti k po enačbi

$$k = \frac{T}{H} = \frac{0,19}{70} = 2,72 \times 10^{-3} \text{ m/s}$$

H = povprečna debelina vodonosnika.

V osrednjem delu Sorškega polja smo v marcu in aprilu leta 1975 črpali iz vrtin SOV-51, SOV-53 in SOV-54. Med poizkusnim črpanjem iz vrtine SOV-51 ni bilo znatnejših naravnih nihanj gladine podtalne vode, medtem ko je poizkusno črpanje v črpalnih vrtinah SOV-53 in SOV-54 motilo močno dviganje in kasneje padanje gladine podtalne vode.

V črpalni vrtini SOV-51, ki ima premer 0,2 m in je globoka 70 m, smo dne 18. 3. 1975 najprej črpali 4 ure povprečno 11,8 l/s vode; pri tem je padla vodna gladina v črpalni vrtini za 0,22 m, v 6,73 m oddaljenem piezometru SOP-50 za 0,038 m, medtem ko v 317 m oddaljenem piezometru S-18 ni bilo opaziti padca gladine. Naslednjega dne, 19. 3. 1975, smo 6 ur črpali povprečno 22 l/s vode; pri tem je padla vodna gladina v črpalni vrtini za 0,566 m, v piezometru SOP-50 za 0,054 m, medtem ko v piezometru S-18 ni bilo opaziti padca vodne gladine. V zadnjih 3 urah črpanja se je gladina v črpalni vrtini in bližnjem piezometru ustalila. V naslednjih dneh smo od 20. 3. do 22. 3. 1975 48 ur in 30 minut neprekinjeno črpali povprečno 31,4 l/s vode; pri tem je padla gladina v črpalni vrtini za 0,90 m, v piezometru SOP-50 pa za 0,071 m. Med poizkusnim črpanjem je začela dne 20. 3. ob 13. uri močno naraščati gladina podtalne vode, zato smo pri računu koeficienta prevodnosti T in efektivne poroznosti S uporabili le podatke znižanja v piezometru SOP-50 v času od 9. do 13. ure dne 20. 3. 1975. Prav tako smo lahko uporabili za račun koeficienta T podatke dviganja po končanem črpanju dne 22. 3. 1975 v črpalni vrtini in bližnjem piezometru, ko se je gladina podtalnice na celotnem polju skoraj povsem umirila. Pri računu koeficienta T iz znižanja gladine v piezometru SOP-50 v določenem času T smo uporabili Jacobovo enačbo za popoln vodnjak in vodonosnik s svobodno gladino.

$$T = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \pi \cdot \Delta s} = \frac{2,3 \cdot 0,0314}{4 \pi \cdot 0,02} = 0,2873 \text{ m}^2/\text{s}$$

Q = količina črpane vode v m³/s

Δs = znižanje gladine v SOP-50 v času enega log cikla časa t (m)

t = čas od začetka črpanja.

Iz tega smo izračunali vrednost koeficienta prepustnosti k po enačbi

$$k = \frac{T}{H} = \frac{0,2873}{39,825} = 7,21 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

H = debelina vodnosne plasti.

Vrednost efektivne poroznosti smo izračunali po enačbi Jacoba

$$S = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{r^2} = \frac{2,25 \cdot 0,2873 \cdot 0,3}{6,73^2} = 0,132 = 13,2 \%$$

t_0 = čas pri znižanju gladine = 0.

Za kontrolo zgornjega računa smo izračunali vrednost koeficienta T tudi po podatkih dviganja gladine v črpalni vrtini in bližnjem piezometru po kon-

čanem črpanju dne 22. 3. 1975. Računali smo po Theisovi enačbi s predpostavko, da se je vodna gladina med črpanjem povsem ustalila

$$T = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \pi \cdot \Delta s'}$$

$\Delta s'$ = preostala depresija v log ciklu t/t'

t = čas od začetka do konca črpanja

t' = čas od konca črpanja naprej.

Po tej enačbi je vrednost koeficienta prevodnosti T po podatkih dviganja v črpalni vrtini in bližnjem piezometru enaka

$$T = \frac{2,3 \cdot 0,0314}{4 \pi \cdot 0,026} = 0,221 \text{ m}^2/\text{s}$$

Iz tega izračunamo vrednost koeficienta prepustnosti k

$$k = \frac{T}{H} = \frac{0,221}{39,825} = 5,55 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

Izračunana vrednost koeficienta k je nekoliko manjša od tiste, ki smo jo izračunali po podatkih upadanja vodne gladine med črpanjem, vendar razlika ni velika. Nastala je zaradi omejene možnosti točnega merjenja gladin in morda neopazno majhnega naravnega nihanja gladine podtalnice, ki ga seveda nismo mogli upoštevati.

Podatkov upadanja gladine v črpalni vrtini med črpanjem nismo mogli uporabiti, ker nismo vedeli, za koliko je dodatno padla gladina zaradi uporov pri pretakanju podtalne vode skozi filter vrtine in turbulentnega pretakanja podtalnice v neposredni bližini vrtine. Zaradi anizotropne sestave vodonosne plasti, ki sestoji iz plasti oziroma leč malo prepustnega kompaktnega konglomerata ter močno prepustnega poroznega konglomerata in peščenega proda, sklepamo, da preide med črpanjem v bližini vrtine laminarno pretakanje podtalnice v turbulentno.

Naslednji črpalni poizkus smo izvedli v črpalni vrtini SOV-53 v času od 24. 3. do 28. 3. 1975 na Meji. Vrtina ima premer 0,2 m in je globoka 82 m. Črpalni poizkus je nekoliko motilo dviganje podtalne vode, ki pa je bilo zelo počasno. Najprej smo dne 25. 3. 1975 5 ur 45 min črpali povprečno 21 l/s vode; pri tem je padla gladina v črpalni vrtini za 0,094 m, v 6,23 m oddaljenem piezometru SOP-52 pa za 0,016 m. Gladina se je v poslednjih 2 urah povsem ustalila. V piezometru PIN, oddaljenem 140 m, ni bilo opaziti padca gladine. V naslednjih dneh smo v času od 26. 3. do 28. 3. 1975 48 ur in 15 minut neprekinjeno črpali povprečno 35,5 l/s vode; pri tem je padla vodna gladina v črpalni vrtini za 0,194 m, v piezometru SOP-52 za 0,024 m in v piezometru PIN za 0,007 m. Izmerjeni padec gladine smo popravili za 3 cm, za kolikor se je v času črpanja naravno dvignila gladina podtalnice v osrednjem delu polja. Za račun koeficienta prevodnosti T smo uporabili podatke naraščanja gladine v črpalni vrtini in piezometru SOP-52 po končanem črpanju dne 28. 3. 1975. Podatkov upadanja gladine med črpanjem v piezometru SOP-52 nismo mogli uporabiti zaradi tega, ker se je gladina že v zelo kratkem času skoraj povsem ustalila, nato pa je zaradi naravnega dviganja gladine podtalnice začela celo naraščati. Razen tega je bilo znižanje gladine zelo majhno in v skrajnih mejah točnosti meritev gla-

din, zaradi česar so verjetno nastale tudi manjše napake meritev (v mejah 1 do 4 mm).

Pri računu koeficienta prevodnosti T po podatkih dviganja gladine v črpalni vrtini in piezometru SOP-52 smo uporabili *Thiemov* enačbo s predpostavko, da se je vodna gladina med črpanjem povsem ustalila. Iz podatkov dviganja gladine v črpalni vrtini SOV-53 dobimo :

$$T = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \pi \cdot \Delta s'} = \frac{2,3 \cdot 0,0355}{4 \pi \cdot 0,0054} = 1,203 \text{ m}^2/\text{s}$$

Iz tega izračunamo vrednost koeficienta prepustnosti

$$k = \frac{T}{H} = \frac{1,203}{53,12} = 2,265 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$$

Če upoštevamo podatke dviganja gladine v piezometru SOP-52, dobimo

$$T = \frac{2,3 \cdot 0,0355}{4 \pi \cdot 0,0108} = 0,601 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$k = \frac{0,601}{53,12} = 1,132 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$$

Za kontrolo smo izračunali vrednost koeficienta prevodnosti T tudi po *Thiemovi* enačbi za ustaljeno gladino med črpanjem po podatkih znižanja gladin v piezometrih SOP-52 in PIN.

$$T = \frac{2,3 \cdot Q}{2 \pi \cdot \Delta s_m} = \frac{2,3 \cdot 0,0355}{2 \pi \cdot 0,123} = 1,085 \text{ m}^2/\text{s}$$

Δs_m = maksimalno znižanje na en logaritmični cikelu razdalje r .

Iz tega izračunamo vrednost koeficienta prepustnosti k

$$k = \frac{T}{H} = \frac{1,085}{53,12} = 2,04 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$$

Izračunane vrednosti koeficienta prepustnosti k se dokaj ujemajo med seboj. Večja razlika je le v računu vrednosti koeficienta k po podatkih naraščanja gladine v SOP-52, kar pa je verjetno pripisati manjšim napakam pri meritvah gladine (v mejah 1 do 4 mm).

Črpalni poizkus v vrtini SOV-54 smo izvedli v času od 19. 4. 1975 do 22. 4. 1975. Vrtina ima premer 0,2 m in je globoka 70 m. Črpali smo s črpalko maksimalne zmogljivosti 20 l/s; večje črpalke ni bilo mogoče vgraditi v vrtino. Najprej smo v dneh 19. 4. do 21. 4. 1975 48 ur neprekinjeno črpali 20,8 l/s vode; pri tem je padla gladina v črpalni vrtini za 0,19 m, v 6,2 m oddaljenem piezometru S-15 pa za 0,006 m. Gladina se ni dokončno ustalila, ampak se je po začetnem večjem padcu že po 30 minutah ustalila, nato pa je začela padati približno enako kot je naravno upadala gladina podtalnice v celotnem osrednjem delu polja. Naslednjega dne, 22. 4. 1975, smo 6 ur črpali 11,9 l/s vode, pri čemer je padla gladina v črpalni vrtini za 0,086 m, v bližnjem piezometru pa za 0,003 m. Ti padci so že popravljeni za 0,9 cm, za kolikor je naravno padla gladina v tem času.

Zgornji podatki kažejo, da je bilo upadanje gladine v piezometru S-15 izredno majhno in že zunaj meja točnosti meritev. Zato nismo mogli izračunati vrednosti koeficienta prevodnosti T niti iz podatkov zniževanja gladine med

črpanjem niti iz podatkov dviganja po končanem črpanju. Po primerjavi znižanj v vrtinah SOV-53 in SOV-54 pri črpanju 20 l/s vode pa sklepamo, da je koeficient prepustnosti k na območju vrtine SOV-54 približno še enkrat manjši kot na območju vrtine SOV-53. V vrtini SOV-53 je namreč pri črpanju 20 l/s padla gladina le za 0,094 m.

Iz diagramov odvisnosti znižanja vodne gladine v črpalnih vrtinah od količine črpanja sklepamo, da bi iz vrtine SOV-51 lahko teoretično črpali okrog 50 l/s vode pri znižanju gladine za 2,2 m, iz vrtine SOV-53 okrog 65 l/s pri znižanju gladine za 0,55 m in iz vrtine SOV-54 okrog 35 l/s pri znižanju gladine za 0,5 m. Praktično iz omenjenih vrtin ni mogoče črpati tolikih količin, ker v nobeno od vrtin ni mogoče vgraditi zaradi majhnega premera (0,2 m) tako močnih črpalk.

Vplivni polmer črpalnih vrtin smo lahko določili le pri črpalnem poizkusu v vrtini SOV-53. Pri črpanju 35,5 l/s vode iz te vrtine je segel vpliv vrtine 500 m daleč, kar je pokazal diagram, na katerega smo nanесли maksimalna znižanja glavin v piezometrih SOP-52 in PIN. Razdalje med piezometri in črpalno vrtino so nanesene v logaritmičnem merilu. Seveda pa je znižanje že na razdalji 200 m od črpalne vrtine povsem neznatno, le okoli 5 mm.

Med poizkusnimi črpanji v črpalnih vrtinah smo vsak dan merili gladino podtalne vode v celotni mreži piezometrov na Sorškem polju. Na ta način smo dobili jasno sliko o naravnih nihanjih podtalne vode v odvisnosti od padavin in stanja vode v Savi. Podatke o nihanju gladine Save in gladine podtalnice v nekaterih piezometrih, ki so opremljeni z limnigrafi, je dala Hidrološka služba zveze vodnih skupnosti Slovenije. Nihanja gladine Save in podtalne vode v vzdolžnem profilu od Save pri Drulovki do Jeprce kaže tabla 2.

S poizkusnimi črpanji smo pričeli sredi marca 1975 pri izredno nizkem stanju podtalne vode. Takoj po pričetku poizkusnega črpanja so se začele močne padavine, ki so s prekinitvami trajale do 8. 4. 1975. Vmes je 4. 4. 1975 še močno narasla Sava, kar vse je povzročilo močan porast gladine podtalne vode na celotnem Sorškem polju. Po 10. 4. 1975 se je začela gladina podtalne vode postopoma zniževati.

Podatki nihanj gladine podtalne vode v piezometrih na Sorškem polju so nam rabili za korekcijo znižanja glavin med poizkusnim črpanjem. Razen tega smo po podatkih nihanj gladine Save in obrežnih piezometrov kontrolirali račun efektivne poroznosti po enačbi ruskih avtorjev A. V. Lebedeva in N. N. B i n d e m a n a s pogojem, da ni infiltracije iz padavin.

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H}{\Delta H_0}$$

ΔH_0 = porast ali padec gladine v reki ali najbližjem piezometru v času t od pričetka naraščanja ali upadanja gladine

ΔH = porast ali padec gladine v drugem piezometru v času t

$R(\lambda)$ je funkcija enaka $4i^2 \operatorname{erfc} \lambda$.

Vrednost λ se odčita iz tabele na strani 75 knjige »Bilans podzemnih voda« avtorja A. V. L e b e d e v a.

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}. \text{ Iz te enačbe je mogoče izračunati koeficient gladinske prevodnosti,}$$

$$a = \frac{x^2}{4 \lambda^2 t}$$

$$a = \text{koeficient gladinske prevodnosti} \quad \frac{k \cdot H}{S}$$

x = razdalja med piezometrom in bregom reke, ali pa med dvema piezometroma, ki sta postavljena v smeri toka podtalne vode pravokotno na breg reke.

t = čas od pričetka naraščanja ali upadanja gladine reke ali piezometra v bližini reke.

Pri računu smo uporabili podatke upadanja gladine v piezometrih S-38 in S-24 v Drulovki v času 10. 4. do 20. 4. 1975 po visokem valu Save (tabla 2), ko ni bilo bistvenih padavin.

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H_{S-24}}{\Delta H_{S-30}} = \frac{-0,58}{-0,85} = 0,682$$

$$R(\lambda) = 4 i^2 \operatorname{erfc} \lambda = 0,682.$$

Iz tabele dobimo za λ vrednost 0,18. Iz znane vrednosti za λ izračunamo vrednost koeficienta

$$a = \frac{x^2}{4 \lambda^2 t} = \frac{360\,000}{4 \cdot 0,0256 \cdot 864\,000} = 4,069 \text{ m}^2/\text{s}$$

x = razdalja med piezometrom S-36 in S-24 = 600 m.

Koeficient gladinske prevodnosti a je enak:

$$a = \frac{k \cdot H}{S}$$

Iz tega dobimo vrednost za efektivno poroznost S

$$S = \frac{k \cdot H}{a}$$

Srednja vrednost koeficienta prepustnosti k na Sorškem polju je $k_{sr} = 1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s. Predstavlja aritmetično sredino vseh vrednosti koeficienta k , izračunanih iz podatkov poizkusnega črpanja v vrtinah SOV-51, SOV-53 in v vodnjaku Iskra (tabela 1).

Tabela 1. Srednja vrednost koeficienta prepustnosti na Sorškem polju

Vodnjak, vrtina	Koeficient prepustnosti k			
	po Jacobu	po Theisu iz dviga	po Thiemu	po Hantushu
Iskra				$2,72 \cdot 10^{-2}$
SOV-51	$7,21 \cdot 10^{-2}$	$5,55 \cdot 10^{-2}$		
SOV-53		$1,132 \cdot 10^{-2}$ $2,265 \cdot 10^{-2}$	$2,04 \cdot 10^{-2}$	

Koeficient $k_{sr} = 1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s.

Debelina vodonosne plasti H je na območju med vrtinama S-36 in S-24 77 m. Iz znanih vrednosti za k in H dobimo vrednost za efektivno poroznost S

$$S = \frac{k \cdot H}{a} = \frac{0,0119,77}{4,069} = 0,225 = 22,5 \%$$

Če pa privzamemo za koeficient k vrednost, izračunano po podatkih upadanja gladine pri črpalnem poizkusu na vrtini SOV-51 v Godešiču, dobimo za efektivno poroznost vrednost

$$S = \frac{0,00721,77}{4,069} = 0,136 = 13,6 \%$$

Ta vrednost se zelo dobro ujema z vrednostjo, izračunano po podatkih črpanja na isti vrtini (13,2 %).

Podobno kot pri Drulovki smo izračunali efektivno poroznost S tudi pri Bregu. V ta namen smo dobili podatke o nihanju gladine Save na limnigrafu Prebačevo in v piezometru S-35, ki je oddaljen od savskega brega 200 m. V računu smo upoštevali podatke upadanja gladine v času od 8. 4. do 13. 4. 1975, ko ni bilo bistvenih padavin.

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H_{s,1s}}{\Delta H_{Sava}} = \frac{-1,64}{-2,02} = 0,811$$

$$R(\lambda) = 4i^2 \operatorname{erfc} \lambda = 0,811$$

Po tabeli je vrednost $\lambda = 0,09$

$$a = \frac{x^2}{4i^2 t} = \frac{40\,000}{4 \cdot 0,0081 \cdot 5,86400} = 2,86 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$a = \frac{k_{ef} \cdot H}{S} \quad S = \frac{k_{ef} \cdot H}{a} = \frac{0,0119,60}{2,86} = 0,249 = 24,9 \%$$

Debelina vodonosne plasti na Bregu je 60 m.

Izračunane vrednosti efektivne poroznosti se dokaj dobro ujemajo s Tovčovičimi (1959) podatki za prod (25 do 30 %). Verjetno pa je na Sorškem polju zaradi številnih vložkov dobro sprjetega konglomerata efektivna poroznost S manjša od efektivne poroznosti proda.

Sorazmerno visoke vrednosti za S smo dobili, kot kaže enačba

$$S = \frac{k \cdot H}{a}$$

bodisi zaradi previsoke vrednosti koeficienta prepustnosti k , ali pa zato, ker se podtalna voda pretaka le skozi zgornji del vodonosne plasti H in je zaradi tega v enačbo vstavljena vrednost za H prevelika. Po Ubellovih (1961) podatkih se namreč v zelo debelem vodonosniku premika podtalna voda le skozi njegov zgornji del, medtem ko se v spodnjem delu skoraj ne premika.

Kot je znano, so pri računih zalog podtalne vode potrebni tako podatki o srednji vrednosti koeficienta prepustnosti k kot tudi efektivne poroznosti S . Zato je povsem umestno, da za vrednost efektivne poroznosti na Sorškem polju vzamemo srednjo vrednost vseh dobljenih podatkov.

$$S_{st} = \frac{0,132 + 0,225 + 0,249}{3} = 0,202 = 20,2 \%$$

Za srednjo vrednost efektivne poroznosti S na Sorškem polju bomo torej privzeli 20,2 %.

Na južnem obrobju polja, južno od Jeprce, kjer sestoji vodonosna plast iz mlajšepleistocenskega peščenega proda, smo poskusno črpali vodo iz vodnjaka C-5 v tovarni celuloze v Goričanah. Izračunali smo tudi koeficient prepustnosti k ; njegova vrednost pa je le približna, kajti na voljo so bili le podatki o znižanju gladine v vodnjaku. Debelina vodonosne plasti na kraju vodnjaka je $H = 4,17$ m. Iz vodnjaka se je 20 ur črpalo 43,5 l/s vode, gladina pa se je znižala za 0,47 m. V zadnjih 4 urah je bila gladina ustaljena.

Po podatkih črpanja smo izračunali koeficient prepustnosti k po Dupuitovi enačbi za vodonosnik s svobodno gladino

$$k = \frac{0,732 \cdot Q}{H^2 - h^2} \cdot \log \frac{R}{r} = \frac{0,732 \cdot 4,35 \cdot 10^{-2}}{4,175^2 - 3,705^2} \cdot \log \frac{300}{0,3} = 2,98 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$$

H = debelina vodonosne plasti pred črpanjem (m),

h = debelina vodonosne plasti med črpanjem ($H - s$),

R = polmer vpliva vodnjaka ~ 300 m,

r = polmer vodnjaka 0,3 m,

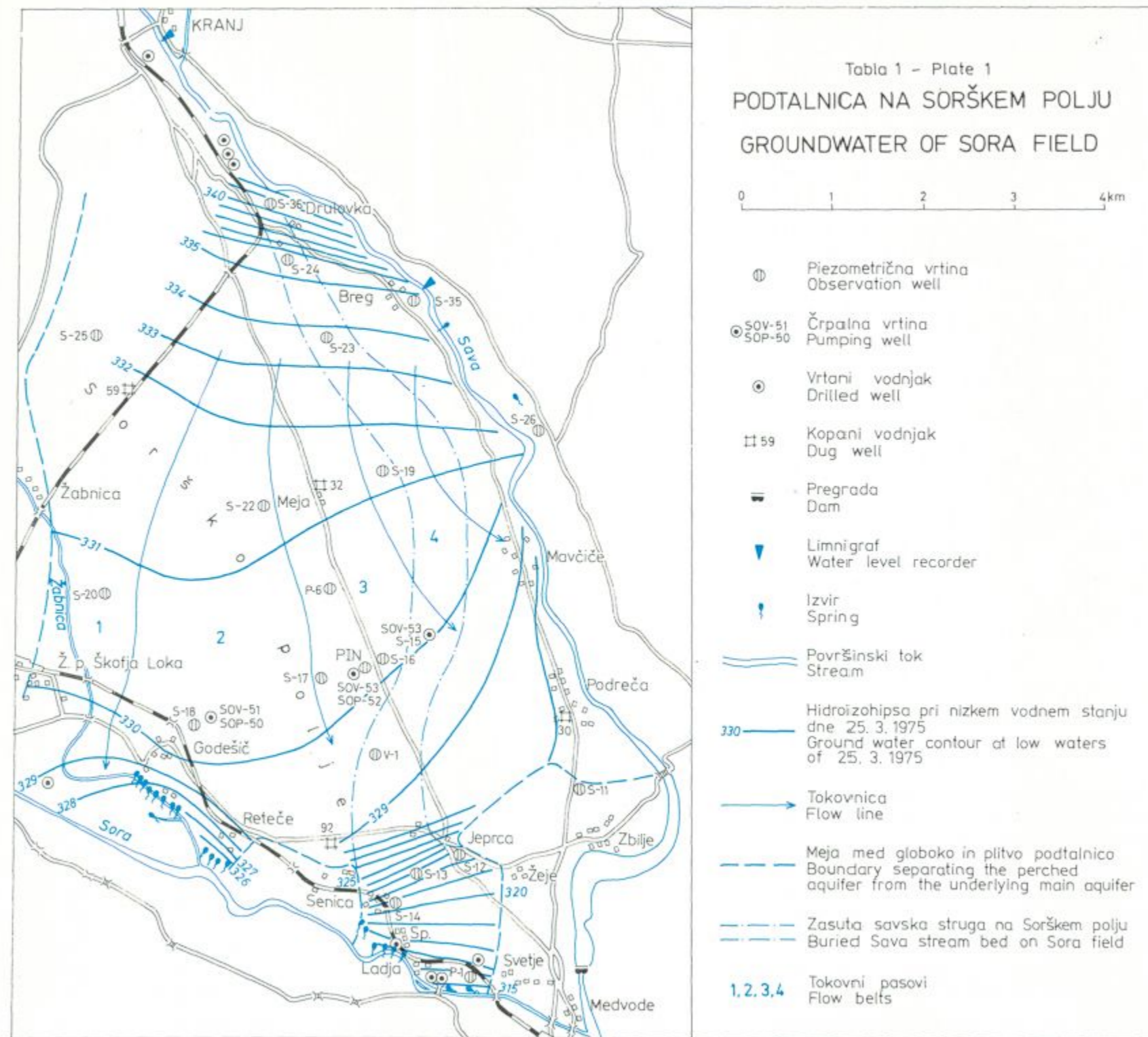
Q = črpana količina vode (m^3/s).

Iz vseh navedenih podatkov lahko povzamemo, da so najmanj prepustne konglomeratne in prodne plasti na severnem obrobju Sorškega polja pri Kranju, kjer je bila v vodnjaku Iskre določena vrednost koeficienta prepustnosti $k = 2,72 \cdot 10^{-2}$ m/s. Nekoliko bolj so prepustne konglomeratne in prodne plasti na jugozahodnem robu polja, kjer je v črpalni vrtni SOV-51 znašala vrednost koeficienta k $5,55 \cdot 10^{-2}$ do $7,21 \cdot 10^{-2}$ m/s. Znatno bolj prepustne so vodonosne plasti v osrednjem delu polja. V črpalni vrtni SOV-52 je bila določena vrednost koeficienta k $1,132 \cdot 10^{-2}$ do $2,265 \cdot 10^{-2}$ m/s. Zelo prepusten je mlajšepleistocenski prod na območju tovarne celuloze v Goričanah, kjer je znašala v vodnjaku C-5 vrednost koeficienta k $2,98 \cdot 10^{-2}$ m/s.

4.5. Zaloge podtalne vode na Sorškem polju

Na Sorškem polju so bile zaloge podtalne vode, predvsem dinamične, že večkrat ocenjene. Leta 1965 je Geološki zavod Ljubljana ocenil pretok podtalne vode po množini padavin in infiltraciji Save na $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Hidrometeorološki zavod SRS je leta 1968 ocenil pretok podtalne vode v osrednjem delu polja v profilu predvidenega črpališča na 1,3 do $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Ocena je temeljila na ocenjeni vrednosti koeficienta prepustnosti k in strmcu gladine podtalne vode in se dokaj ujema s podatki meritev izvirov na levem bregu Sore, če upoštevamo porabo podtalne vode v tovarni celuloze v Goričanah. Ocenjeno je bilo, da je vse podtalne vode $1,523 \text{ m}^3/\text{s}$.

V letih 1965 do 1968 še ni bila znana vrednost koeficienta prepustnosti, zato tudi ni bilo mogoče točno izračunati pretočnih količin. V letih 1974 in 1975 so dala poizkusna črpanja v osrednjem delu polja ter na njegovem severnem in južnem robu dokaj zanesljive podatke o koeficientu prepustnosti. Po teh podatkih je srednja vrednost koeficienta prepustnosti na Sorškem polju $k = 1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s. Iz vrednosti k in iz karte hidroizohips za sušno stanje dne 25. 3. 1975, oziroma po podatkih o gladini v piezometrih in vodnjakih za isto



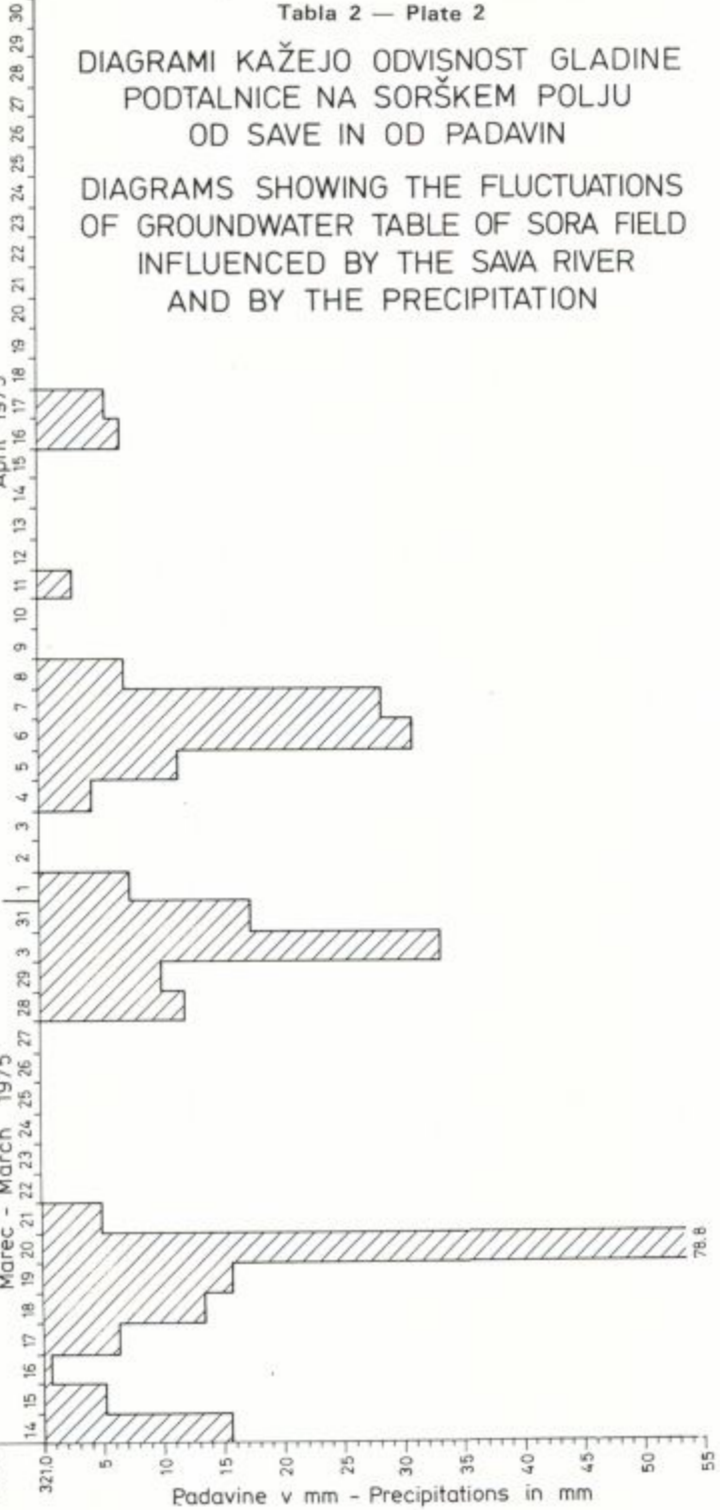
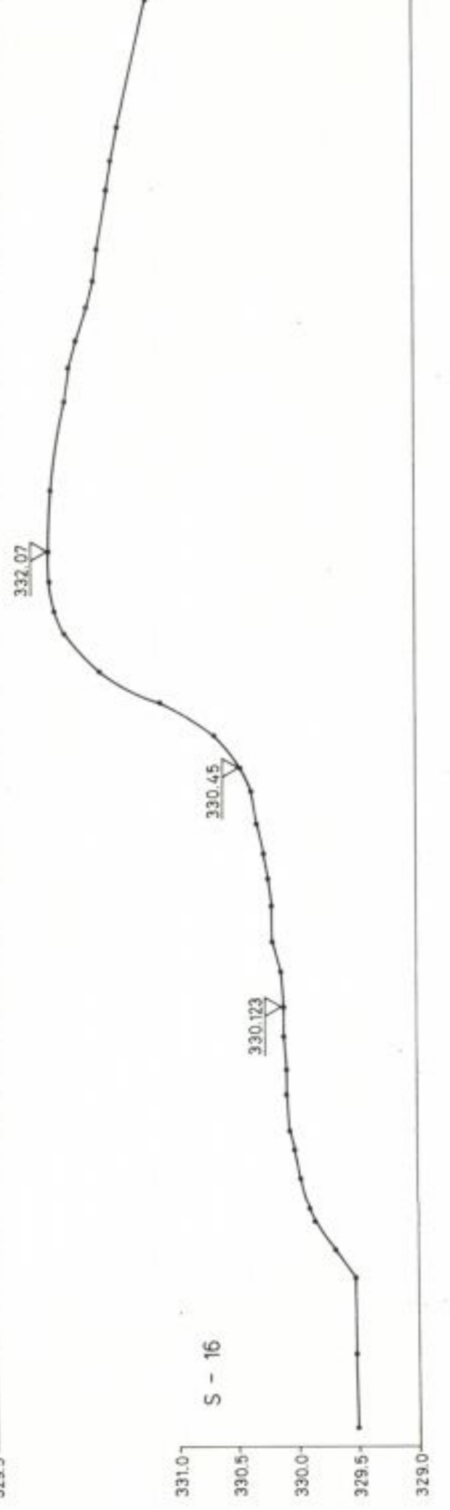
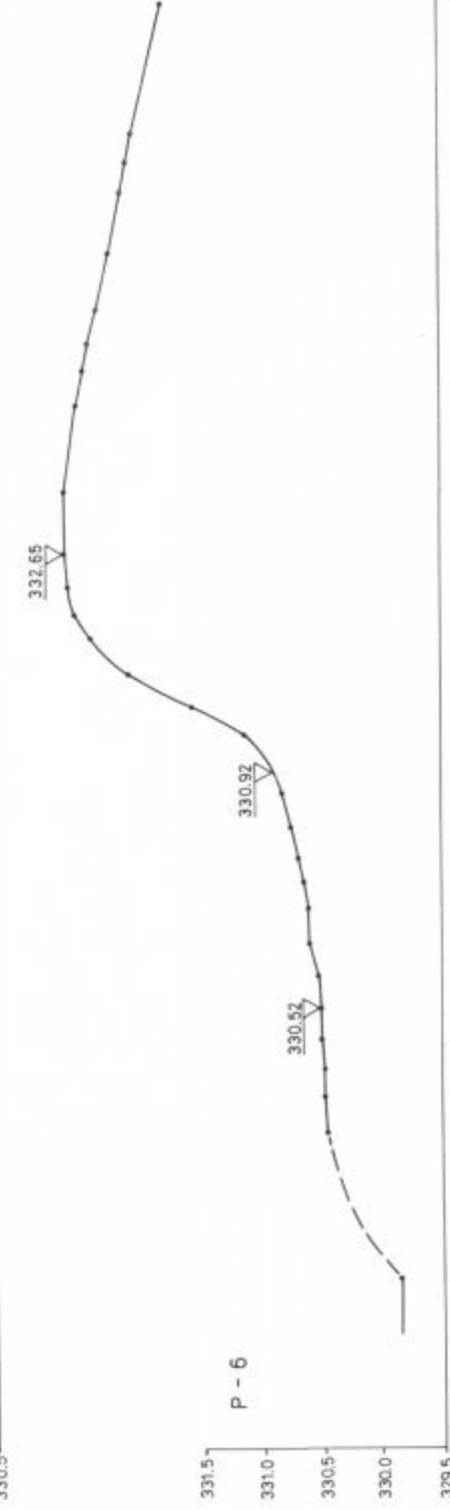
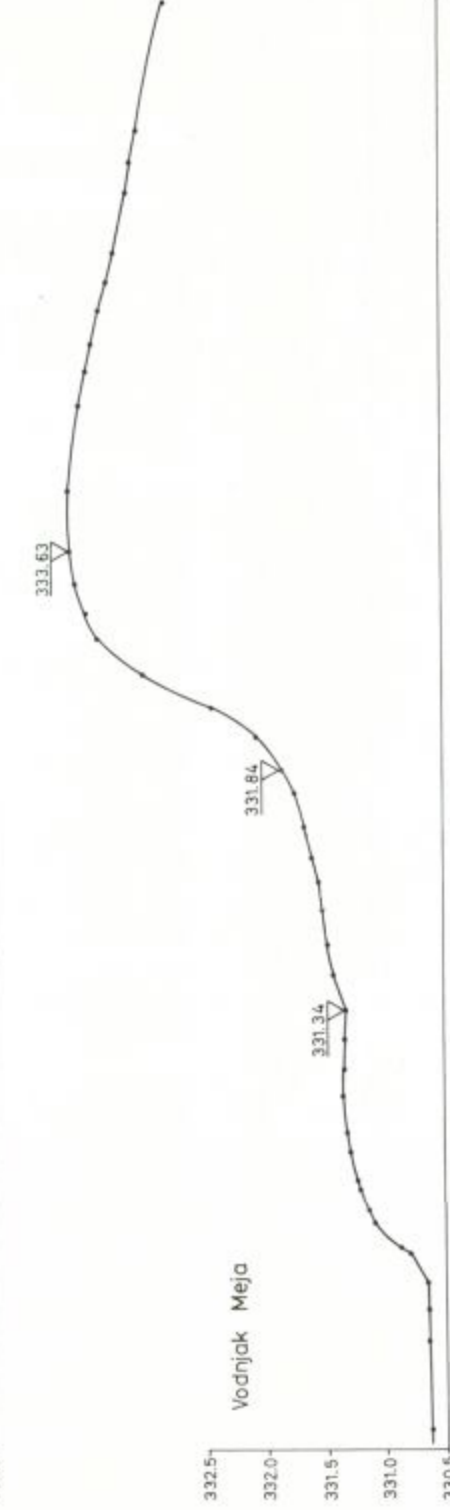
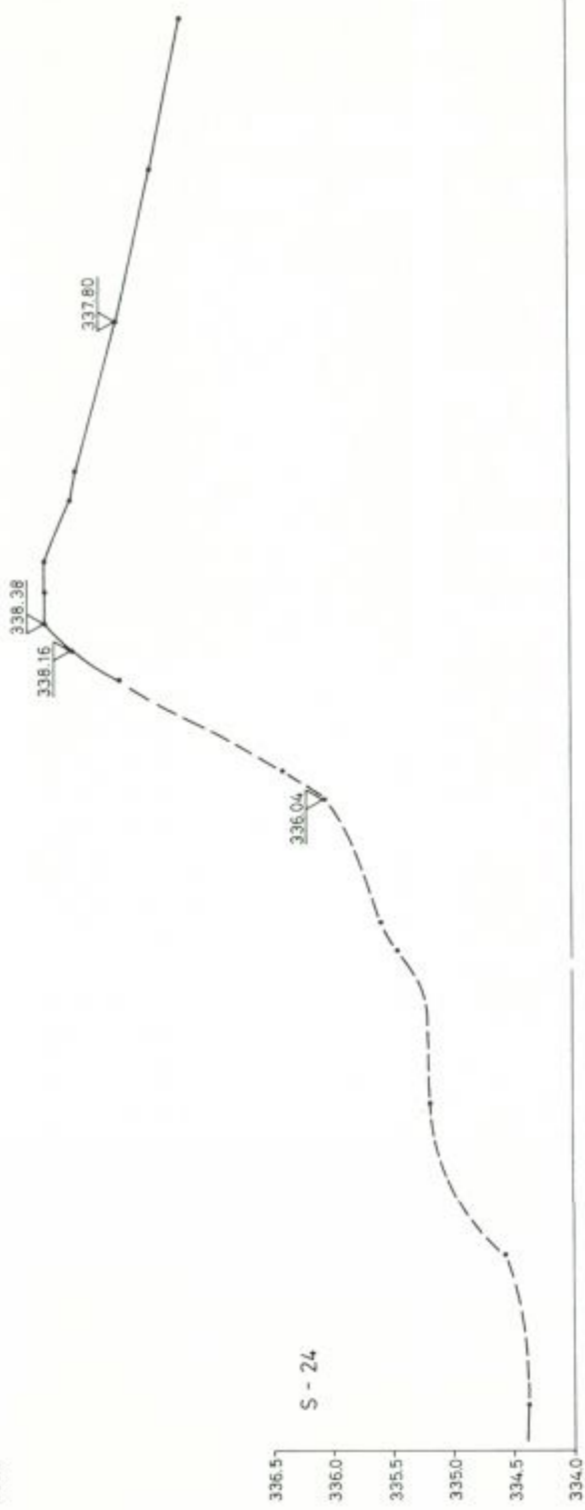
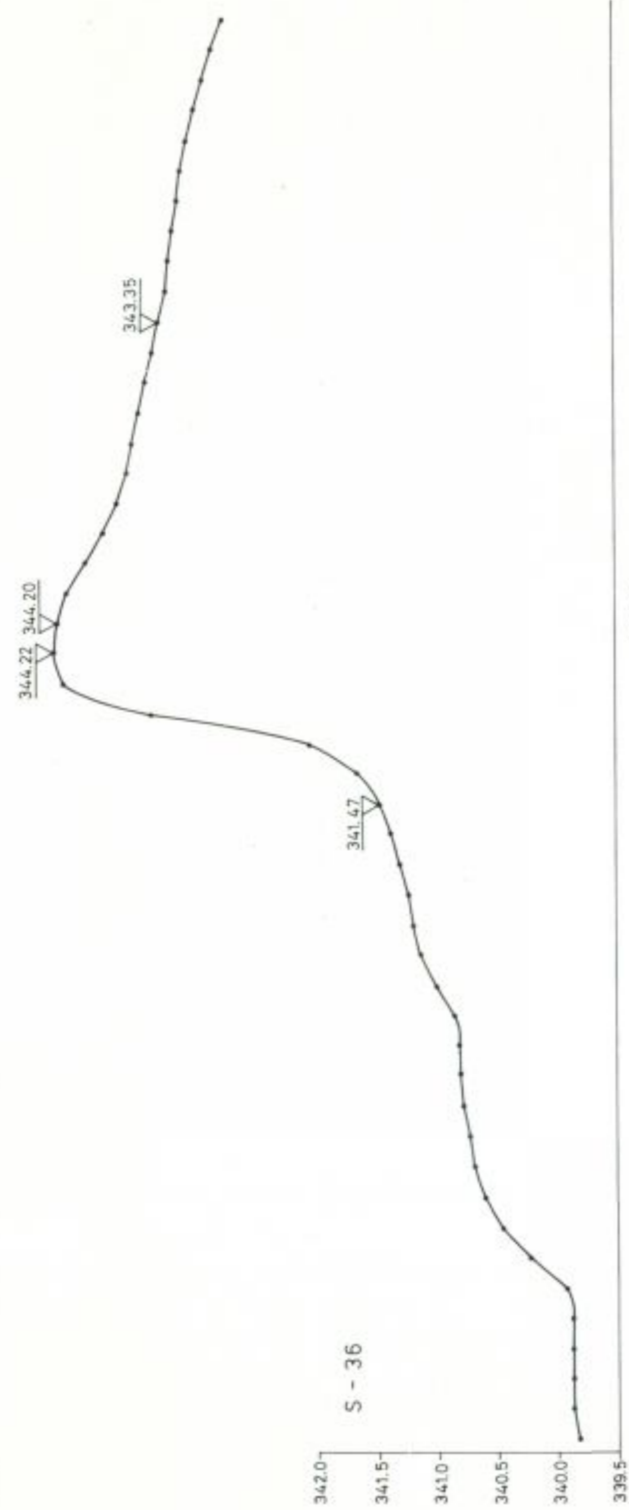
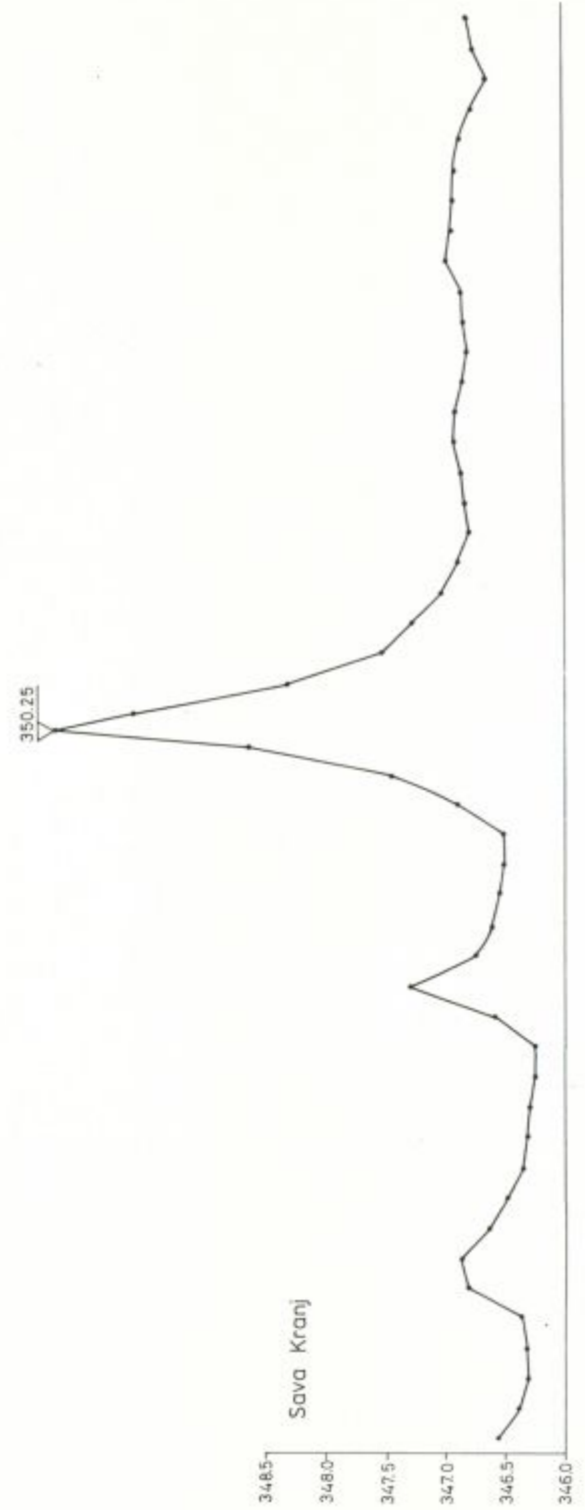


Tabla 2 — Plate 2

DIAGRAMI KAŽEJO ODVISNOST GLADINE
 PODTALNICE NA SORŠKEM POLJU
 OD SAVE IN OD PADAVIN

DIAGRAMS SHOWING THE FLUCTUATIONS
 OF GROUNDWATER TABLE OF SORA FIELD
 INFLUENCED BY THE SAVA RIVER
 AND BY THE PRECIPITATION

Tabela 2. Hidrogeološki podatki za računanje pretokov na Sorškem polju

Tokovni pas	Gladina podtalne vode v zgornjem in spodnjem preseku stanje 25.3.1975	Razdalja med zgornjim in spodnjim presekom	Kota neprepustne podlage v zgornjem in spodnjem preseku	b ₁ , b ₂ Širina tokovnega pasu v zgornjem in spodnjem preseku	h ₁ , h ₂ Debelina vodonosne plastl v zgornjem in spodnjem preseku	k Širinec nepropustne podlage	k Širinec gladine podtalne vode
1. pas	331,0 m	1550 m	290,0 m	1000 m	41	0,01813	0,00065
Zabnica—Trata	330,0 m		315,0 m	1000 m	15		
2. pas	331,0 m	2200 m	275,0 m	1800 m	56	0,01138	0,00045
Dobrava—Godešič	330,0 m		300,0 m	2600 m	30		
3. pas	331,0 m	1700 m	265,0 m	1000 m	68	0,01765	0,00059
Meja—Reteško polje	330,0 m		295,0 m	1700 m	35		
4. pas	331,0 m	1350 m	260,0 m	600 m	71	0,0222	0,00074
Breg—Mavčiče	330,0 m		290,0 m	1050 m	40		

stanje ter o debelini vodonosne plasti smo izračunali pretok podtalne vode skozi osrednji del Sorškega polja. V računu nismo upoštevali pretoka plitvo ležeče podtalne vode na zahodnem obrobju polja, ki pa je v sušnem obdobju neznaten.

Tok podtalne vode smo razdelili na 4 tokovne pasove (tabla 1). Podtalna voda v prvem pasu se pod površjem izliva v Soro. V manjši meri jo izkorišča industrija na Trati, medtem ko črpališče v Lipici z zmogljivostjo 10 l/s vode začasno ne obratuje. Podtalna voda v drugem pasu se izliva v izvire pod Godešičem in Retečami. Podtalna voda v tretjem pasu se izliva v izvire pod Senico in Ladjo. V večji meri jo izkorišča tovarna celuloze v Medvodah (200 l/s) ter črpališči v Senici in na Svetju (okrog 10 l/s). Podtalna voda v četrtem pasu se izliva pod vodno gladino nazaj v Savo na območju med Mavtičami in Podrečo.

Iz tega opisa jasno vidimo, da lahko praktično izmerimo in točno ocenimo le pretok v drugem in tretjem pasu na ta način, da izmerimo izdatnost izvirov in količino črpane vode v črpališčih. Pretok podtalne vode v ostalih dveh pasovih lahko izračunamo le teoretično.

Pretok podtalne vode v posameznih pasovih smo računali po enačbi Pavlovskega za pretok podtalne vode skozi vodonosno plast enakomerne prepustnosti in nagnjeno neprepustno podlago (v našem primeru se podlaga dviga v smeri toka podtalne vode).

$$Q = k \cdot h_0 \cdot i_n \cdot \frac{b_2 - b_1}{\ln b_2 - \ln b_1}$$

k - koeficient prepustnosti (m/s),

i_n = naklon površja neprepustne podlage,

b_2 = širina tokovnega pasu v spodnjem delu (hidroizohipsa 330 m),

b_1 = širina tokovnega pasu v zgornjem delu (hidroizohipsa 331 m),

h_0 = izračunana debelina vodonosne plasti (m).

Vrednost parametra h_0 izračunamo s približevanjem po enačbi

$$i_n \cdot L = h_0 [\varphi(\eta_2) - \varphi(\eta_1)]$$

L = razdalja med zgornjim in spodnjim presekom v posameznih pasovih (hidroizohipsi 331 in 330 m)

$$\eta_1 = \frac{h_1}{h_0}, \quad \eta_2 = \frac{h_2}{h_0}$$

h_1 = debelina vodonosne plasti v posameznih pasovih v zgornjem preseku (hidroizohipsa 331),

h_2 = debelina vodonosne plasti v posameznih pasovih v spodnjem preseku (hidroizohipsa 330 m).

Vrednosti funkcij $\varphi(\eta_1)$ in $\varphi(\eta_2)$ dobimo iz tabel avtorja enačbe (Aljiovski, 1973, Hidrogeološki priručnik str. 150—153). Pri izbiranju vrednosti h_0 je treba upoštevati, da je pri nasprotnem naklonu neprepustne podlage

$$h_0 < \frac{h_1 + h_2}{2} i_j$$

i_j = strmec gladine podtalne vode v posameznem pasu.

V računu pretokov podtalne vode v posameznih pasovih smo se oslanjali na doslej zbrane hidrogeološke podatke na območju med hidroizohipsama

331 m in 330 m (tabla 1). Zaradi preglednosti podajamo podatke za račun v tabeli 2.

Pretek podtalne vode v posameznih pasovih smo podali v tabeli 3. Kot smo že omenili, smo ga računali po enačbi Pavlovskega

$$Q = k \cdot i_0 \cdot h_0 \cdot \frac{b_2 - b_1}{\ln b_2 - \ln b_1}$$

Izjemno smo v prvem pasu računali po enostavnejši enačbi, ker je širina pasu enakomerna.

$$Q = k \cdot i_0 \cdot h_0 \cdot B$$

B = širina pasu.

V računu smo za vrednost koeficienta prepustnosti privzeli $1,19 \cdot 10^{-3}$ m/s, kar je srednja vrednost vseh doslej znanih podatkov na Sorškem polju. V obrobnem prvem pasu smo privzeli manjšo vrednost koeficienta prepustnosti k , ker imajo tu vodonosne plasti znatno več meljne primesi kot v ostalem delu polja. Zaradi tega smo privzeli za vrednost koeficienta k $5 \cdot 10^{-3}$ m/s, kar je približno enako najnižji vrednosti, dobljeni pri črpalnih poizkusih v vrtinah SOV-51, SOV-53 in SOV-54.

Izračunani pretok v 2. in 3. pasu je mogoče kontrolirati z meritvami izdatnosti izvirov. Podtalna voda se v drugem pasu izliva v izvire pod Godešičem in Retečami, v tretjem pasu pa v izvire pod Senico in Ladjo. Na žalost ni podatkov o izdatnosti izvirov pri nizkem stanju podtalne vode, pač pa imamo podatke za srednje stanje z dne 7. 7. 1975. Podatke meritev smo podali v tabeli 4.

Tabela 4 kaže, da je skupen pretok izvirov pod Godešičem in Retečami, v katere odteka podtalna voda iz 2. pasu, 386 l/s. Skupen pretok izvirov pod Senico in Ladjo, kamor odteka podtalna voda iz 3. pasu, je 454 l/s. Pri tem smo upoštevali tudi podtalno vodo, ki jo črpajo v črpališčih tovarne celuloze v Goricanah, v Senici in na Svetju. Analiza vode v črpališču tovarne celuloze kaže, da je voda zelo trda, saj doseže $13,9^\circ$ n, enako kot voda iz črpališča Svetje ($13,8$ do $14,5^\circ$ n); zato ni dvoma, da prihaja iz Sorškega polja. Sora pri Medvodah ima trdoto $9,1^\circ$ n. Ti podatki govorijo proti mišljenju, da v črpališče tovarne celuloze doteka voda tudi iz Sore.

Primerjava skupne izdatnosti izvirov pod Godešičem in Retečami z izračunanim pretokom v 2. pasu kaže, da je izračunani pretok znatno večji od skupne izdatnosti izvirov, posebno če upoštevamo, da je bila izdatnost izvirov izmerjena pri srednjem stanju vode, pretok v 2. pasu pa je bil izračunan pri nizkem stanju. Iz tega sklepamo, da je na območju 2. pretočnega pasu koeficient prepustnosti k manjši od povprečne vrednosti koeficienta prepustnosti na Sorškem polju ($1,19 \cdot 10^{-3}$ m/s). Verjetno se približuje vrednosti $7,21 \cdot 10^{-3}$ m/s, ki je bila določena v vrtini SOV-51. Če privzamemo za vrednost koeficienta prepustnosti k $8 \cdot 10^{-3}$ m/s, dobimo za pretok v 2. pasu vrednost

$$Q = 0,008 \cdot 0,1136 \cdot 1,62 \cdot 2162 \cdot 0,316 \text{ m}^3/\text{s}$$

Ta je sicer manjša od skupne izdatnosti izvirov pod Godešičem in Retečami, vendar moramo upoštevati, da so bili izviri merjeni pri srednjem stanju vode, pretok pa računani pri nizkem stanju.

Izračunani pretok v 3. pasu se ujema z izdatnostjo izvirov, h kateri prištetimo še količino črpane vode v tovarni celuloze. Če upoštevamo, da je pretok

Tabela 3. Pretok vode na Sorškem polju

Pas	k	i_n	h_n	$\frac{b_2 - b_1}{\ln b_2 - \ln b_1}$	Q (m ³ /s)
1. pas	0,005	0,01613	1	$B = 1000$	0,080
2. pas	0,0119	0,01136	1,62	2162	0,473
3. pas	0,0119	0,01765	1,85	1318	0,456
4. pas	0,0119	0,0222	1,67	805	0,355
Skupaj					1,364

Tabela 4. Izdatnost izvirov pod Godeškem, Retečami, Senico in Ladjo z dne 7. 7. 1975

Izvirno območje	Izvir	Pretok l/s
Godešček—Reteče	struga v Retečah pri mostu minus Zabnica	332
	studenčnica pod Retečami	31
	Izvir št. 26	23
	Skupaj	386
Senica—Ladja	studenčnica pod Sp. Senico	60
	izviri pod Sp. Senico	35
	izvir pod mostom v Goridanah	90
	izvir pri Jurčiču	54
	manjši izviri nad Soro	5
	črpališče tovarne celuloze	200
	črpališči Svetlje in Senica	10
Skupaj	454	

izračunan pri nizkem stanju vode, izdatnost izvirov pa je bila merjena pri srednjem stanju, tedaj je verjetno koeficient prepustnosti k na območju 3. pasu nekoliko večji od srednje vrednosti za Sorško polje ($1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s). Druga možnost pa je, da je bila izdatnost izvirov prenizko ocenjena; voda namreč ponekod izvira pod gladino Sore in tam izvirov ni mogoče točno izmeriti. V tem primeru je koeficient prepustnosti $k = 1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s v tem pasu povsem upravičeno upoštevan v računu pretoka.

Skupen pretok podtalne vode skozi osrednji del Sorškega polja je, upoštevajoč zgornji popravek, $1,209$ m³/s. Pretoka skozi prvi pas, ki doseže le $0,080$ m³/s, ne bi bilo vredno izkoristiti za vodopreskrbo, ker je količina vode sorazmerno

majhna, poleg tega pa ga v precejšnji meri že izkorišča industrija na Trati. Tudi kvaliteta podtalne vode na območju tega pasu verjetno ne ustreza zaradi pronicanja onesnažene vode iz potoka Žabnica. Skupen pretok skozi ostale tri pasove je 1,129 m³/s in ga bo mogoče v celoti izkoristiti za vodopreskrbo.

4.6. Bilanca podtalne vode na Sorškem polju

Ze leta 1968 je bil v poročilu o geoloških in hidrogeoloških razmerah na Kranjsko-sorškem polju, ki ga je izdelal Geološki zavod Ljubljana, podan približen račun, po katerem naj bi od skupnega pretoka 1,2 m³/s podtalne vode na Sorškem polju približno 1 m³/s odpadlo na infiltracijo padavin, 0,2 m³/s pa na infiltracijo Save. Račun temelji na oceni evapotranspiracije po enačbi L. Turca,

$$E_r = \frac{P}{\sqrt{0,9 + P^2/L^2}}$$

E_r = evapotranspiracija v mm,

P = povprečna letna višina padavin v mm (v Kranju 1537 mm),

L = $300 + 25t + 0,05t^2$,

t = povprečna letna temperatura (v Kranju 10,3°C).

Po tej enačbi je evapotranspiracija na Sorškem polju 537 mm na leto, medtem ko naj bi v podtalno vodo odtoklo ostalih 964 mm od celotne letne višine padavin 1537 mm. Površinskega odtoka namreč na Sorškem polju ni, razen v skrajnem zahodnem obrobju.

Novejša opazovanja nihanja gladine Save in podtalne vode na Sorškem polju pa so pokazala veliko odvisnost gladine podtalne vode od gladine Save, kar kaže na močno pronicanje rečne vode v podtalnico (tabla 2 in sl. 2). Zato smo ponovno ocenili pronicanje padavinske vode v podtalnico po opazovanjih nihanja gladine v treh piezometrih na osrednjem delu Sorškega polja po enačbi G. N. Kamenskoga:

$$W = 1000 \cdot S \frac{\Delta H}{\Delta t} \frac{1000 \cdot k}{l_{n-1,n} + l_{n,n+1}} \left[\frac{(h_{n-1,s+1} + h_{n,s+1})(H_{n-1,s+1} - H_{n,s+1})}{l_{n-1,n}} - \frac{(h_{n,s+1} + h_{n+1,s+1})(H_{n,s+1} - H_{n+1,s+1})}{l_{n,n+1}} \right]$$

W = intenziteta pronicanja padavinske vode v določenem obdobju v mm/dan,

S = efektivna poroznost,

ΔH = sprememba gladine v srednjem piezometru (P-6) v določenem časovnem obdobju Δt ; H je izražen v metrih, Δt pa v dnevih,

k = koeficient prepustnosti v m/dan,

$l_{n-1,n}$ = razdalja v metrih med zgornjim in srednjim piezometrom (vodnjak Meja — P-6),

$l_{n,n+1}$ = razdalja v metrih med srednjim in spodnjim piezometrom (P-6 — S-16),

$h_{n-1,s+1}, h_{n,s+1}, h_{n+1,s+1}$ = debelina vodonosne plasti v presekih $n-1, n$ in $n+1$ v trenutku $s+1$ (dne 5. 4. 1975, sredina opazovalnega obdobja),

$H_{n-1,s+1}, H_{n,s+1}, H_{n+1,s+1}$ = kota gladine vode v presekih $n-1, n, n+1$ v trenutku $s+1$ (dne 5. 4. 1975).

Za račun smo uporabili podatke o močnem dviganju gladine podtalne vode v piezometrih: vodnjak na Meji, P-6 in S-16 v času od 28. 3. 1975 do 12. 4. 1975 (tabla 2). V vodnjaku na Meji je postavljen limnigraf, gladine v piezometrih P-6 in S-16 pa smo merili ročno vsak dan. Za srednjo gladino omenjenega časovnega razdobja smo privzeli podatke meritev z dne 5. 4. 1975. V enačbo smo vstavili za posamezne parametre naslednje vrednosti:

$$S = 0,225 \text{ (določena pri Drulovki),}$$

$$\Delta H = 2,13,$$

$$\Delta t = 15,$$

$$k = 0,0119 \text{ m/s} = 1028,16 \text{ m/dan (srednja vrednost za Sorško polje),}$$

$$l_{n-1,n} = 1000 \text{ m,}$$

$$l_{n,n+1} = 950 \text{ m,}$$

$$h_{n-1,s+1} = 56,84 \text{ m,}$$

$$h_{n,s+1} = 50,87 \text{ m,}$$

$$h_{n+1,s+1} = 38,95 \text{ m,}$$

$$H_{n-1,s-1} = 331,84,$$

$$H_{n,s-1} = 330,92,$$

$$H_{n+1,s-1} = 330,45.$$

Napajanje podtalne vode iz padavin W je po teh vrednostih na območju med vodnjakom na Meji ter piezometroma P-6 in S-16:

$$W = 1000 \cdot 0,225 \cdot \frac{2,13}{15} - \frac{1000 \cdot 1028,16}{1950} \left[\frac{(56,84 + 50,87) \cdot (331,84 - 330,92)}{1000} - \frac{(50,87 + 38,95) \cdot (330,92 - 330,45)}{950} \right] = 3,06 \text{ mm/dan}$$

V celotnem opazovalnem obdobju od 28. 3. do 12. 4. 1975 pa je prispevalo k porastu podtalne vode $W \cdot \Delta t$ padavinske vode, tj. 45,9 mm. V istem časovnem razdobju je porasla podtalna voda v celoti za vrednost:

$$1000 \cdot S \cdot \Delta H = 1000 \cdot 0,225 \cdot 2,13 = 479,35 \text{ mm}$$

Iz tega sledi, da je razlika med podzemljskim dotokom in odtokom na opazovanem območju enaka

$$Q_1 - Q_2 = 1000 \cdot S \cdot \Delta H - W \cdot \Delta t = 479,35 - 45,9 = 433,45 \text{ mm}$$

Positivna razlika med podzemljskim dotokom in odtokom, ki je v glavnem prispevala k porastu podtalne vode v opazovalnem razdobju, je nastala z močnim podzemljskim dotokom s severa (opazovani piezometri Meja — P-6 — S-16 leže približno v smeri sever—jug), torej iz Save. Delež padavin pri porastu zalog v opazovalnem razdobju je le 8,2 %, ostalo tj. 90,8 % je pripisati dotoku iz močno narasle Save.

Račun ni povsem verjeten, kajti v opazovalnem obdobju je padlo 163,7 mm padavin, od katerih naj bi izhlapelo $163,7 - 45,9 = 117,8$ mm padavin. Tolikšna evapotranspiracija v tem razdobju ni možna, kajti tedaj so prevladovala nizke temperature, rastlinje pa sploh še ni ozelenelo. Iz tega lahko sklepamo, da bilančna enačba Kamenskega ni uporabna na osrednjem delu Sorškega polja, ker tokovnice niso vzporedne (tabla 1), bodisi zato, ker neprepustna

podlaga ni vodoravna, ampak se izrazito dviga v smeri toka podtalne vode. Možno je tudi, da se podtalna voda premika zaradi velike debeline vodonosnika samo skozi njegov vrhni del in se zato vsi hidrogeološki parametri močno razlikujejo od izračunanih.

Zaradi nezanesljivosti računa infiltracije padavin po enačbi Kamenškega na osrednjem delu Sorškega polja smo izračunali infiltracijo padavin še za območje pri Drulovki, kjer se podtalna voda intenzivno napaja iz Save. Uporabili smo enačko A. V. Lebedeva za pribrežno območje podtalne vode

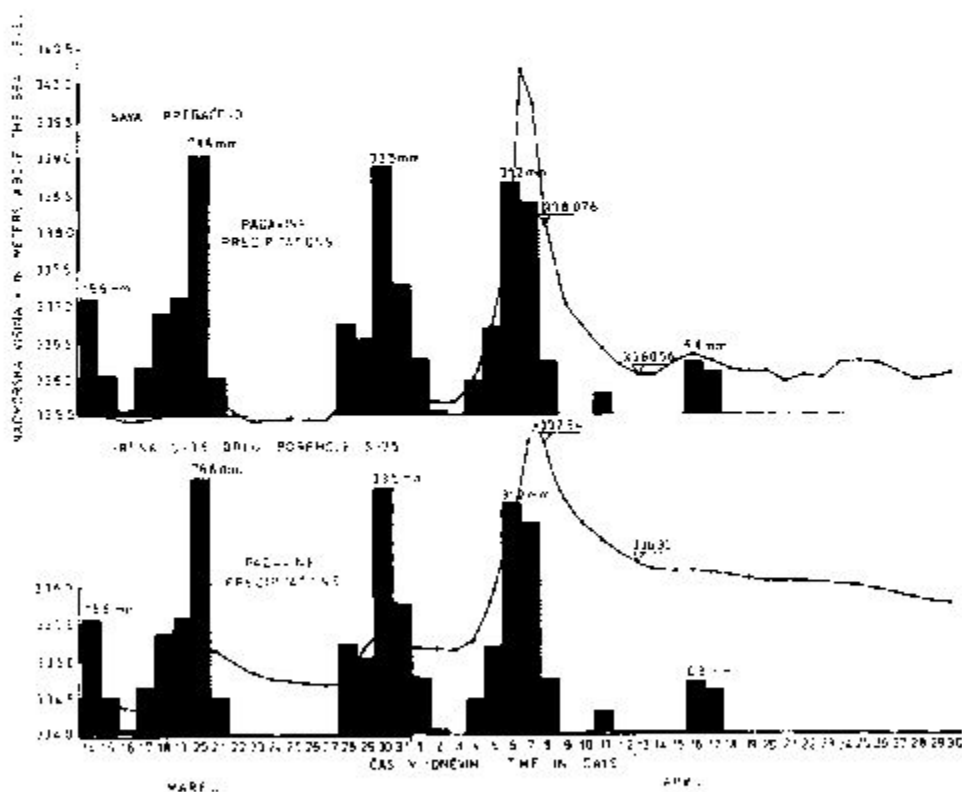
$$W \cdot \Delta t = S \cdot \frac{H - H_0}{1 - R} \cdot R(\Delta t)$$

$W \cdot \Delta t$ = infiltracija padavin v podtalno vodo v razdobju Δt ,

H_0 = porast gladine v piezometru bliže reki v obdobju Δt ,

H = porast gladine v piezometru, ki je bolj oddaljen od reke v obdobju Δt .

Ostale oznake so znane še iz prejšnjih izvajanj na straneh 269 in 270.



Sl. 2. Diagram kaže nihanje podtalnice pri Bregu na Sorškem polju v odvisnosti od Save in padavin

Fig. 2. Diagram showing the fluctuations of groundwater at the Breg village in the Sora field influenced by the Sava River and by the precipitation

V enačbo smo vstavili podatke o gladini v piezometrih S-36 in S-24 v Dru-
lovki v razdobju od 4. 4. do 9. 4. 1975, ko je Sava močno narasla, obenem pa
je bilo tudi veliko padavin.

$\Delta H_0 = 2,85$ m (porast gladine v piezometru S-36),

$\Delta H = 2,12$ m (porast gladine v piezometru S-24),

$R(\lambda) = 0,682$ (določen po podatkih upadanja gladine v piezometrih S-36 in
S-24 po enačbi:

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H}{\Delta H_0}$$

$S = 0,225$,

$$W \cdot \Delta t = S \cdot \frac{2,12 - 2,85 \cdot 0,682}{0,318} = 0,226 \text{ m}$$

Iz tega lahko izračunamo razliko med dotokom in odtokom iz opazovanega
območja v času Δt , ki je enaka napajanju iz Save, po enačbi

$$Q_1 - Q_2 = S \cdot \frac{\Delta H + \Delta H_0}{2} - W \cdot \Delta t = 0,225 \cdot 2,38 - 0,226 = 0,309 \text{ m}$$

Po tem računu je na območju Drulovke podtalna voda narasla v času od
4. 4. do 9. 4. 1975 povprečno za 0,535 m, od česar odpade na infiltracijo Save
0,309 m ali 57,7% in na padavine 0,219 m ali 42,2%. Pripominjamo, da pri
tem porastu ne gre za zvišanje gladine podtalnice, temveč se nanaša ta porast
le na tisto količino vode, ki ustreza efektivni poroznosti. Ta račun je verjetno
mnogo bližje resnici kot prejšnji za osrednji del Sorškega polja po enačbi
Kamenskoga. Tod je namreč tok podtalne vode vzporeden, neprepustna
podlaga pa je verjetno vodoravna.

Izračunana infiltracija padavin v podtalno vodo (0,226 m) je mnogo večja,
kot je bilo padavin v tem obdobju. Nastalo razliko si lahko razložimo s tem,
da porabijo padavine za precejanje do podtalne vode skozi vrhnje konglome-
ratne in prodne plasti precej časa. Če predpostavljamo, da se je v opazovalnem
obdobju precedila do podtalne vode padavinska voda iz prejšnjega deževnega
obdobja od 14. 3. do 1. 4. 1975, ko je padlo 220 mm padavin, tedaj je izračunana
infiltracija padavin 226 mm previsoka; nekaj padavinske vode je namreč prav
gotovo izhlapelo. Iz tega pa lahko sklepamo, da je bil delež Save pri napajanju
podtalnice na območju Drulovke v obdobju od 4. 4. do 9. 4. 1975 vsekakor večji
kot 57,7%.

Zgornji podatki kažejo, da ni zanesljiv račun bilance niti po enačbi Ka-
menskega niti po Lebedevu; zato smo izračunali še srednji porast
podtalne vode na Sorškem polju severno od črte Godešič—Mavčiče v deževnem
obdobju od 14. 3. 1975 do 12. 4. 1975, ko se je deževje končalo. V tem času je
padlo 0,303 m padavin. Od izračunanega porasta podtalne vode smo odšteli
vse padavine v tem obdobju in na ta način dobili delež Save pri porastu
podtalne vode. Privzeli smo, da se je celotna količina padavin precedila v pod-
talno vodo.

Srednji porast podtalne vode v tem obdobju je

$$S \cdot \Delta H_0 = 0,225 \cdot 3,28 = 0,738 \text{ m}$$

ΔH_{sr} – srednji porast gladine.

Če od tega odštejemo padavine v tem času, dobimo delež Save pri porastu podtalne vode

$$0,738 - 0,303 = 0,435 \text{ m ali } 58,9\%$$

Delež padavin pri porastu podtalne vode je 0,303 m ali 41,1 %.

Ta podatek se verjetno povsem naključno ujema z računom na območju pri Drulovki. Sodimo, da tudi ta zadnja ocena ni povsem zanesljiva. Del padavin, čeprav verjetno ne prav velik, ker rastlinje še ni ozelenelo in so prevladovala nizke temperature, je prav gotovo izhlapel. Iz tega pa sledi, da je bil delež Save pri porastu zalog podtalne vode na Sorškem polju v obdobju od 14. 3. do 11. 4. 1975 večji od 58,9 %. Verjetno bi k razjasnitvi tega problema prispevala daljša opazovanja nihanja gladine podtalne vode in Save.

Za nazornejšo predstavbo, kolikšen je bil porast zalog podtalne vode na Sorškem polju v času od 14. 3. do 12. 4. 1975 severno od črte Godešič—Mavčiče, bomo izračunali prostornino vode, ki jo vsebuje vodonosna plast med nizko in visoko gladino podtalnice po enačbi:

$$\Delta V = \Delta H_{sr} \cdot S \cdot F = 3,28 \cdot 0,225 \cdot 22\,000\,000 = 16\,236\,000 \text{ m}^3,$$

ΔH_{sr} — srednji porast gladine na obravnavanem območju (3,28 m) v času od 14. 3. do 12. 4. 1975,

$$S = 0,225,$$

$$F = 22\,000\,000 \text{ m}^2 \text{ (površina obravnavanega območja)}.$$

Ta količina bi zadostovala za 188 dni neprekinjenega obratovanja predvidene vodarne na Sorškem polju, če bi črpali povprečno 1 m³/s. Tolikšen porast zalog v sorazmerno kratkem obdobju 29 dni je pripisati v večji meri napajanju iz Save, v manjši meri pa deževju. Razmerje napajanja iz Save in napajanja iz padavin je pri intenzivnem naraščanju gladine Save vsaj 60:40, medtem ko je pri počasnejšem naraščanju to razmerje verjetno nekoliko drugačno. Točnejše podatke o tem bi dala nadaljnja opazovanja gladine na celotnem Sorškem polju, seveda z istočasnimi opazovanji gladine Save.

Raziskave so torej pokazale, da k znatnejšim občasnim naraščanjem gladine podtalnice na Sorškem polju in s tem k naraščanju zalog podtalne vode prispeva v veliki meri Sava, ki pri višjih vodah intenzivno napaja podtalnico med Kranjem in Bregom. Visokovodni valovi Save se z veliko hitrostjo prenašajo vse do črte Godešič—Mavčiče, medtem ko so pri Jeprci visokovodni valovi Save že zabrisani zaradi vpliva padavin in velike retenzijske sposobnosti osrednjega dela polja (tabla 2). Neprepustna podlaga polja ima namreč obliko sklede, katere južni rob je visoko dvignjen nad njeno dno. Zato je odtok podtalne vode iz osrednjega dela polja otežen in ne zmaga velikega dotoka iz narasle Save. V zvezi s tem začne gladina podtalne vode skoraj istočasno naraščati na večjem delu polja, podobno kot pri umetnih zaježitvenih jezerih na rekah.

Ko narašča gladina podtalne vode, se povečujejo tudi njeni strmei, debelina vodonosne plasti in pretok podtalne vode. Pri nizkem stanju vode dne 25. 3. 1975 je bil strmec gladine med Mejo in vrtino 5-16 približno 0,00066, medtem ko je bil pri visokem stanju dne 10. 4. 1975 približno 0,00077, tj. za 16,6 % večji. Če upoštevamo še povečanje debeline vodonosne plasti, potem se je povečal pretok na enoto širine toka podtalne vode v skladu z osnovno Darcyjevo enačbo

$$q = h \cdot k \cdot i$$

za več kot 16,6 %.

Iz tega lahko sklepamo, da bi v predvidenem črpališču na Sorškem polju lahko nemoteno črpali ves nizkovodni pretok podtalne vode, tj. $1,129 \text{ m}^3/\text{s}$, ne da bi se pri tem posušili izviri na levem bregu Sore. Občasne visoke vode Save, posebno pa zelo visoke vode, kakršna je bila npr. od 4. 4. do 6. 4. 1975, skupaj s padavinami v toliki meri povečajo zaloge podtalne vode in tudi pretok, da bi ga v črpališču ne mogli izkoristiti in bi višek odtekal proti izvirov. V dalj časa trajajočem sušnem obdobju, kot je bilo npr. od novembra 1974 do sredine marca 1975, pa bi se izdatnost izvirov vzporedno z zmanjševanjem pretoka skozi Sorško polje enakomerno zmanjševala, dokler ne bi na koncu po izredno dolgem sušnem obdobju presahnil. Tega seveda ne bi smeli dopustiti, ker stoje na južnem robu polja črpališča v tovarni celuloze, na Svetju in v Senici s skupaj 210 l/s vode, ki bi v tem primeru ostala brez vode. Iz tega sledi, da bi morali v izredni suši črpanje vode v črpališču zmanjšati na 900 do 800 l/s . Z vodnogospodarskega gledišča pa bi bilo vsekakor umestno, da bi glavni potrošnik podtalnice Sorškega polja, tovarna celuloze v Goričanah, črpal industrijsko vodo iz Sore. V tem primeru pa je predvidenemu črpališču na Sorškem polju zagotovljeno $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ vode tudi v zelo dolgotrajnem sušnem obdobju.

4.7. Kvaliteta podtalne vode

Med črpalnimi poskusi so bili v vseh treh črpalnih vrtinah vzeti vzorci vode za kemično in bakteriološko analizo. Kemična analiza kaže, da so si vsi vzorci vode med seboj zelo podobni; vsi pripadajo tipu kalcijevo hidrokarbonatnih vod. V vzorcih vode iz vrtin SOV-51 in SOV-53 je suhega ostanka 210 do 230 mg/l , trdota pa je $11,6$ do $12,0^\circ \text{ n}$. Voda iz vrtnice SOV-54 vsebuje nekoliko več suhega ostanka, 251 do 254 mg/l , pa tudi trdota je večja, saj doseže $13,3^\circ \text{ n}$. Po kemični sestavi so vsi analizirani vzorci vode primerni za pitno vodo. Razen v enem primeru so vzorci tudi bakteriološko neoporečni.

5. Predlog za lokacijo črpališča

5.1. Kot smo že omenili, se skozi Sorško polje pri zelo nizkem stanju podtalne vode pretaka okrog $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$ podtalne vode, medtem ko je njen pretok pri visokem stanju približno 15 do 20% večji. Od tega pretoka bi mogli izkoristiti približno $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ vode, ki bi jo bilo najprimerneje zajeti na južnem robu osrednje globoke kotanje Sorškega polja vzdolž črte Godešič—Mavčiče (tabla 1). Predložena lokacija črpališča je ugodna iz več razlogov. Z vrsto vodnjakov vzdolž približno 4200 m dolge črte med Godešičem in Mavčičami bi bilo mogoče zajeti vso podtalno vodo, ki odteka proti izvirov ob Sori in proti Savi. Debelina vodonosnih plasti na tem območju je po do sedaj znanih podatkih 40 do 53 m , prepustnost pa $5,5 \cdot 10^{-4}$ do $2,2 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$. Na podlagi teh hidrogeoloških parametrov je mogoče pričakovati povprečno izdatnost vodnjakov okrog 50 l/s . S to količino bi bilo mogoče v črpališču zajeti ves sušni pretok podtalne vode $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ z 22 vodnjaki, ki bi bili razporejeni vzdolž črte Godešič—Mavčiče v medsebojni razdalji 200 m . Črpališče bi bilo tudi dovolj oddaljeno od vseh možnih onesnaževalcev podtalne vode.

5.2. Črpanje podtalne vode bo seveda povzročilo znižanje njene gladine na celotnem Sorškem polju. Kolikšno bo to znižanje, je seveda težko napovedati, ker je pretok podtalne vode skozi Sorško polje nestacionaren, kar pomeni da se

neprestano spreminja v odvisnosti od intenzivnosti napajanja iz Save in pašavin. Poleg tega je pričakovati tudi znatnejše spremembe v smereh pretakanja podtalne vode; pri tem bi predstavljala določeno nevarnost delna preusmeritev onesnažene podtalne vode iz I. pasu proti vodnjakom v Godešću. Točnejšo prognozo bi lahko izdelali le s pomočjo analognega električnega ali matematičnega modela in z obdelavo podatkov na računalniku. Verjetno pa bi za izdelavo modela potrebovali gostejšo mrežo piezometrov ter seveda podatke večletnih opazovanj gladine podtalne vode na celotnem Sorškem polju in gladine Save.

Zajezitev Save pri Mavčičah bi v znatni meri vplivala na zaloge podtalne vode na Sorškem polju. Povečala bi se debelina vodonosne plasti, znatno bi se povečal tudi pretok podtalne vode, kolikor se ne bi bregovi akumulacijskega jezera močno zablitali. V tem primeru bi se seveda pretok podtalne vode zmanjšal; različni računi bilance so namreč pokazali, da odpade več kot polovica napajanja podtalne vode na pronicanje Save. Za točnejšo oceno tega pojava bi nam lahko rabili podatki opazovanj na črpališču mariborskega vodovoda v Kamnici.

5.3. Po ustaljenem mnenju večine strokovnjakov, ki se ukvarjajo z zajetji podtalne vode, mora segati ožji zaščitni pas tako daleč navzgor po toku, da porabi podtalna voda za pot od roba zaščitnega pasu do vodnjakov 6 mesecev. Hitrost pretakanja podtalne vode je po Darcy jevi enačbi

$$v = k \cdot i$$

V osrednjem delu Sorškega polja je hitrost pretakanja podtalne vode pri povprečnem strmcu $i = 0,0006$

$$v = 1,19 \cdot 10^{-2} \text{ m/s} \cdot 6 \cdot 10^{-4} = 7,14 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 0,61 \text{ m/d.}$$

Pri tej hitrosti napravi podtalna voda v 180 dneh 111 m poti.

Iz tega sklepamo, da bi zadostoval navzgor od črpališča 110 m širok zaščitni pas, medtem ko bi bil lahko navzdol nekoliko ožji. Z izgradnjo črpališča in s pričetkom črpanja podtalne vode se bo seveda na ožjem območju črpališča gladina podtalne vode znižala vsaj za 1 m ali pa več, s tem pa se bo seveda strmec gladine močno povečal. Povečani strmec je pričakovati na celotnem območju depresijskega lijak, ki sega po opazovanjih med poizkusnim črpanjem na vrtni SOV-53 teoretično 500 m daleč, praktično pa še več. Če privzamemo, da bo segal depresijski lijak od piezometra S-16 do piezometra P-6, tj. 950 m daleč in da se bo znižala gladina zaradi črpanja na območju piezometra S-16 za 1,5 m, se bo povečal povprečni strmec na $2 \cdot 10^{-3}$. Pri tem strmcu bi se povečala hitrost pretakanja podtalne vode po enačbi $v = 1,19 \cdot 10^{-2} \text{ m/s} \cdot 2 \cdot 10^{-3} = 2,38 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 2,07 \text{ m/dan}$ in bi podtalna voda napravila v 180 dneh 370 m poti.

Če bo znižanje gladine na ožjem območju še večje, česar pa brez izdelave modela ni mogoče predvideti, bo seveda strmec večji in hitrost večja, v zvezi s tem pa bo potreben širši varstveni pas. Po do sedaj znanih podatkih je najprimerneje, da bi segal varstveni pas navzgor od črpališča vsaj 500 m daleč. Navzdol naj bi bil varstveni pas širok vsaj 150 m. Poleg zaščite predvidenega črpališča z ožjim varstvenim pasom bi bilo treba urediti potok Zabnico. Preprečiti bi bilo treba izlivanje neprečiščenih odplak industrije na Trati v ta potok, ki v precejšnji meri napaja podtalnico v zahodnem delu Sorškega polja.

6. Sklep in predlog za nadaljnje raziskave

6.1. Po podatkih poizkusnih črpanj in opazovanj nihanja gladine podtalne vode v odvisnosti od nihanja gladine Save in padavin je srednja vrednost koeficienta prepustnosti k na Sorškem polju $1,19 \cdot 10^{-2}$ m/s, vrednost efektivne poroznosti pa 0,225 v osrednjem delu, v zahodnem pa 0,132. Tudi vrednost koeficienta prepustnosti k je v zahodnem delu polja nižja od srednje vrednosti in doseže le $8 \cdot 10^{-3}$ m/s. Strmec gladine podtalne vode je v osrednjem delu polja izredno majhen in niha od 0,00045 do 0,00074. Debelina vodonosne plasti se spreminja na črti med Godešičem in Mavčičami od 40 do 53 m.

Po navedenih hidrogeoloških parametrih znaša pretok podtalne vode skozi osrednji del Sorškega polja pri nizkem stanju vode $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Pri visoki vodi se pretok zaradi povečanega strmca in večje debeline vodonosne plasti poveča za več kot 16%. Račun pretoka se ujema tudi z meritvami izdatnosti izvirov na levem bregu Sore. Od celotnega pretoka $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$ bi bilo mogoče izkoristiti v predvidenem črpališču na črti Godešič—Mavčiče $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Računi bilance po raznih enačbah, ki pa niso povsem zanesljivi, kažejo, da se podtalna voda napaja vsaj 60% iz Save, ostali del pa prispevajo padavine na polju. Črpanje $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$ vode bi znižalo gladino podtalne vode na celotnem Sorškem polju in močno zmanjšalo izdatnost izvirov na levem bregu Sore. V skrajno sušnem razdobju bi se ti izviri lahko celo posušili, v črpališču tovarne celuloze v Goričanah pa bi zmanjkalo vode. Iz vodnogospodarskega stališča bi bilo najprimerneje, da bi tovarna celuloze črpala industrijsko vodo iz Sore.

Najprimernejši kraj za izgradnjo črpališča je vzdolž črte Godešič—Mavčiče. Na tej črti bi izkoristili ves pretok podtalne vode skozi Sorško polje z vrsto 22 vodnjakov povprečne izdatnosti 50 l/s. Točne prognoze vpliva črpanja na gladino podtalne vode na polju ter razsežnost depresijskega lijaka za sedaj ni mogoče podati. V ta namen bi bilo treba izdelati analogni električni ali matematični model.

Po podatkih kemičnih in bakterioloških analiz je voda primerna za pitje.

Po doslej znanih podatkih naj bi seglo ožje zaščitno območje vsaj 500 m navzgor od vrste vodnjakov ter 150 m navzdol. Točen obseg zaščitnega območja bo mogoče podati šele na podlagi podatkov modela. Preprečiti bi bilo treba tudi spuščanje neprečiščenih odplak v potok Žabnico.

6.2. Med nadaljnjimi raziskavami na Sorškem polju bi bilo najprej treba ponovno izmeriti izdatnost izvirov na levem bregu Sore pri nizkem stanju podtalnice in nato še pri različno visokih stanjih.

Za točnejšo oceno optimalne izdatnosti vodnjakov v predvidenem črpališču bi bilo treba izdelati poizkusni vodnjak premera vsaj 0,6 m in vanj vgraditi črpalko izdatnosti vsaj 70 l/s. Primeren kraj za vodnjak je v bližini črpalne vrtine SOV-53 ali SOV-54. Uporabne podatke bo dal vodnjak, ki ga namcravajo izdelati za preskrbo Trate z vodo v bližini Godešiča.

Nadaljevati bi bilo treba stalno opazovanje gladin v vseh obstoječih piezometrih in vodnjakih na Sorškem polju; podatki bi rabili pri izdelavi modela.

Preučiti bi bilo treba vpliv morebitne izgradnje HE Mavčiče na napajanje podtalne vode ter možnosti popolnega zablajenja bregov akumulacijskega jezera.

Hydrogeologic Features of the Sora Field

Ljubo Zlebnik

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

The Sora Field (Sorško Polje) extends along the right bank of the river Sava, between the towns Kranj, Škofja Loka and Medvode. It is a flat country, representing the Pleistocene fan of the Sava. The water-bearing Pleistocene conglomerate and gravel occupy a basin-shaped hollow depression. The bottom of the basin, made up of Tertiary impervious marine clay, is 120 meters deep in the central part of the field, while along its southern and southwestern border Tertiary beds crop out. Consequently, the geologic conditions are suitable to derive the water-supply from the underground water storage of the Sorško Polje. The groundwater table is maintained by the Sava and by the rainfall in a ratio of 60% by 40% at high water levels of the Sava. The depth of the groundwater table is 40 meters in the north, 25 to 30 meters in the central part of the field, and 8 meters in its southern part. A multiple well system of 22 pumping stations is designed for construction. The yield of such a system is calculated to be 1,1 cubic meters per second; it would represent a significant source for the increasing demand for water-supply of Ljubljana.

The Sora Field lies in Upper Carniola (Gorenjsko) along the right bank of the Sava River, between the towns Kranj, Škofja Loka and Medvode. It covers an area of about 35 square kilometers. It is a flat plain, dipping slightly from Kranj towards Godešič and Medvode. The surface of the plain, that consists of younger Pleistocene fluvial fill of the Sava River, is dipping for about 0,4% in southern direction. At Labore near Kranj its elevation is 390 m, near Spodnja Senica the Sava terrace edge is in an altitude of 332 m. Several older Pleistocene terraces emerge from the plain. Their surfaces are undulated, in places karstified; karst sinks are numerous.

The southwestern and southern border of the field sinks in a flight of terraces with steep slopes towards the deeply cut escarpment of the Sora valley. The western border of the field is a slightly undulating and partly swampy land along the road Škofja Loka—Kranj, that divides the Sora Field from the water system of the Suha River. Here flows the only surface river of the Sora Field, Zabnica.

The Sora Field is a basin-shaped hollow depression, filled with permeable Pleistocene conglomerate and gravel. The water-bearing Pleistocene beds are underlain by Tertiary marine clay, that lies in the central part of the field in depths, varying from 65 to 120 meters below the surface; along the southern and southwestern border of the field it is cropping out. These Tertiary outcrops are found along the left bank of the Sora River between Reteče and Zgornja Senica, near the dam of the cellulose factory in Goričane, below the mill at Ladja, and at the left bank of the Sora River near Svetje, as well as near the inn Bohinjc at Medvode, and on both banks of the Zbilje Lake.

Through the pervious conglomerate and gravel beds in the Sora Field flows underground water, that is maintained by the Sava River and by

rainfall; it discharges partly back into the Sava River, but mainly into springs at the left bank of the Sora River.

The underground water table at the northernmost border of the field near Drulovka and Breg dips rather steeply from the Sava River southwards; the dip amounts to 0.93 ‰. The water table lies between 39 through 43 m below the surface of the field. In southern direction, between Zabrnica and Praše, the dip of the water table is much gentler, and amounts to 0.2 ‰ only; its depth below the surface being about 43 m. In the middle part of the field up to Godešič, Reteče and Jeprca the dip of the water table is extremely gentle, about 0.06 ‰; the depth varyin from 35 to 25.5 m. In the southernmost part of the Sora Field, above the springs near Godešič, Reteče, Senica, Ladja and Goričane the dip of the water table increases considerably. Near Goričane it amounts to 0.55 ‰, the depth of the water table is about 8 m below the surface.

The groundwater level oscillates considerably, depending on the water level of the Sava River and on rainfall. The difference of high and low groundwater level amounts to 4 through 4.4 m at the northern border of the field, in the central part from 2.5 to 3 m, and at the southern border only somewhat more than one meter.

The thickness of the water-bearing bed, that consists of pervious conglomerate and sandy gravel, is greatest at the northern border of the field near Drulovka; measured at low waters, it amounted to 77 m. Near Meja the water-bearing layer has a thickness of 57 m, in the bore S-16 38.5 m, near Jeprca 15 m, and near Goričane only 4.2 m.

The conglomerate and sandy gravel of the Sora Field are very pervious. According to pumping tests, carried out in the new well of "ISKRA" in Kranj, and in the exploitation drilled wells SOV-51, SOV-53 and SOV-54 in the middle part of the field, the permeability coefficient changes from $k = 2.7 \cdot 10^{-2}$ m/s at the northern and western borders of the field to $2.2 \cdot 10^{-2}$ m/s in its central part. According to data from pumping tests carried out in the drilled well SOV-51 the effective porosity S calculated, that amounted to 13.2%. At the northern border of the field near Drulovka and Breg the effective porosity was calculated from oscillations of the level of the Sava River and in corresponding observation wells near the river banks. The results varied between 22.5% and 24.9%. The average value of the permeability coefficient in the Sora Field amounts to $k = 1.19 \cdot 10^{-2}$ m/s; the average value of the effective porosity is $S = 20.2$ %.

From pumping test curves, that show the water level depressions at different pumped water quantities, the theoretical yield of the well SOV-51 would be 50 l/s at a depression of 2.2 m; well SOV-53 would yield about 65 l/s at a depression of 0.55 m, and well SOV-54 about 35 l/s at a depression of 0.5 m. In practice, however, none of these bores can yield the indicated quantities, as their diameters are too small (0.2 m), and the installation of adequately strong pumps is impossible.

The dynamic water reserves of the Sora Field have been repeatedly assessed at 1.2 to 1.5 m³/s. In 1975 the underground waterflow through the central part of the Sora Field at low water levels was calculated again, in such a way, that the total flow was divided into four flow belts. The flow

belts were constructed on the basis of groundwater contour lines for the date 25. 3. 1975. In the first flow belt the permeability coefficient was assumed as $k = 5 \cdot 10^{-2}$ m/s, in the second one $k = 8 \cdot 10^{-2}$ m/s, and in the third and fourth flow belt: $k = 1.19 \cdot 10^{-2}$ m/s. According to our calculation the flow in the first belt amounts to 80 l/s, in the second 318 l/s, in the third 456 l/s and in the fourth 355 l/s. The total flow through the central part of the Sora Field at low water levels amounts to 1.209 m³/s; out of this quantity 1.1 m³/s could be exploited. The calculated flow through the second and third belt approximates roughly the measured yield of the springs at the southern border of the field between Godešič and Ladja, into which the water of both flow belts discharges.

According to the first calculation (1968), from the total flow of 1.2 m³/s of underground water in the Sora Field about 1 m³/s should supposedly originate from rainfall infiltration, and only 0.2 m³/s from the infiltration of the Sava River. Recent observations of the oscillations of the Sava level and of the underground water table however indicated a strong dependency of the underground water table on the river level. This indicates strong infiltration of the river water into the underground water. Calculations of rainfall infiltration according to various equations based on the oscillations of the underground water table have shown, that the groundwater table is maintained at least 60 % by the Sava River, and not more than 40 % by rainfall. This ratio is valid for every higher rise of the water table in the Sora Field. For more accurate calculations observations of longer duration would be necessary.

Observations of the underground water table have shown, that at high levels of the Sava River the river waves travel very fast up to the Godešič—Mavčiče area, similarly as in artificial lakes on rivers. As the discharge of the large underground water accumulation in the Sora Field is limited to two, rather narrow, spring areas, it cannot follow the large influx from the increased Sava water level. Therefore the water table of the main part of the field starts increasing with a small retardation.

Chemical and bacteriological analyses of the water samples taken during pumping tests, have shown that the water is fit for human consumption.

As already mentioned before, about 1.1 m³/s of water could be exploited from the Sora Field. This water could be most suitably captured at the southern border of the deep central basin of the Sora Field along the line Godešič—Mavčiče. The total water flow could be captured by 22 wells with an average yield of 50 l/s each. The pumping area is sufficiently far away from all possible sources of contamination.

Pumping of the groundwater would cause a depression of the water table over the total Sora Field. It is difficult to assess the amount of the depression, as the water flow through the Sora Field is unsteady. A more exact prognosis could be given only by an analogous electrical or mathematical model.

In a longer dry period, continuous pumping of 1.1 m³/s would cause constant decrease of the water level, especially downstream of the pumping stations at Jepca, Goričane and Reteče. Simultaneously also the yield of the springs at the southern border of the field would decrease; should the underground flow decrease to 1.1 m³/s, the springs would become dry. This concerns mostly the wells of the cellulose factory near Svetje and Senica, with a total yield of

210 l/s of water, that would become dry. Therefore in extreme drought pumping in the main pumping area should be reduced to 900 or 800 l/s. In any case it is advisable, that the main consumer of the underground water of the Sora Field, the cellulose factory at Goričane, stops using potable water from the field, and converts to pumping industrial water from the river Sora.

A dam through the Sava River near Mavčiče would greatly increase the water reserves of the underground water of the Sora Field, unless the escarpments of the artificial lake would be covered by mud. For better assessment of this possibility the data of the observations at the pumping station Kamnica for the Maribor water supply could be useful.

LITERATURA

- Aljtoški, M. E. 1973, Hidrogeološki priručnik, Građevinska knjiga, Beograd.
- Breznič, M. 1969, Podtalnica Ljubljanskega polja in možnosti njenega povečanega izkoriščanja, Geologija 12, Ljubljana.
- Castany, G. 1963, *Traité pratique des eaux souterraines*, Dunod, Paris.
- Fillpović, B. 1972, Praktikum iz hidrogeologije, Naučna knjiga, Beograd.
- Johnson, E. E. 1966, Ground water and wells, Saint Paul, Minnesota.
- Jugoslavanski komitet za međunarodnu hidrološku deceniju, 1967, Seminar o bilansu podzemnih voda, Beograd.
- Kruseman, G. P., De Ridder, N. A. 1970, Analysis and evaluation of pumping test data, Wageningen, The Netherlands.
- Žlebnič, L. 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja, Geologija 14, Ljubljana.



Tabla 3. Sorško polje s Karavankami v ozadju
Plate 3. The Sora Field adorned by the cloud-capped Karavanke Mountains

Podtalnica Iškega vršaja

Marko Breznik

Hidrotehnični odsek FAGG, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Hajdrihova 28

Ljubljansko barje je udorina zasuta s pleistocenskimi in holocenskimi jezerskimi in rečnimi sedimenti. Debelina sedimentnega zaporedja presega 100 m. Kjer prihaja Iška na južni rob Ljubljanskega barja, je nasula vršaj precejšnjega obsega. Vršaj vsebuje pomembno količino podtalne vode v dveh vodonosnikih, dobro ločenih z zaglinjenim prodom in peskom. Zgornji vodonosnik je omejen na območje vršaja, medtem ko se spodnji nadaljuje precej daleč proti severu pod Barje. V Brestu je površje zgornjega vodonosnika v globini 5 m in spodnjega v globini 35 m pod površjem terena. Nova vodarna nad Brestom je projektirana tako, da bo v začetku dajala 0,200 m³/sek. Pozneje naj bi se njena zmogljivost zvišala na 0,500 m³/sek.

1. Uvod

Ljubljana je v letu 1974 porabila 1080 l/sek pitne vode, industrija pa še 300 l/sek. Vsa ta voda je bila črpana iz podtalnice Ljubljanskega polja na desnem bregu Save. Zmogljivost te podtalnice je ocenjena na okrog 1400 l/sek v sušni dobi. Pretok izvirov podtalnice v Zalogu se je v zimski suši konec februarja 1975 zmanjšal na 25 l/sek, kar dokazuje, da je bil skoraj celoten pretok podtalnice že izkoriščen s črpanjem. Ker potrošnja vode stalno narašča, je treba vsako leto povečati zmogljivost črpališč za okrog 100 l/sek. V ta namen mora iskati Ljubljana nove vodne vire zunaj območja sedanjih črpališč. V petletnem razvoju 1976—1980 Mestnega vodovoda Ljubljana je predvideno izkoriščanje podtalnice Iškega vršaja z izgradnjo črpališča Brest. V letih 1974 in 1975 so bila na tem področju izvedena obsežnejša raziskovalna dela.

2. Pregled raziskav do leta 1972

Hidrometeorološki zavod LRS je leta 1959 izdelal poročilo »Hidrološki elaborat Ljubljanice in njenih barjanskih pritokov«. Med raziskavami za izdelavo tega elaborata so bile merjene gladine v vodnjakih (tabela 1) in pretoki vodotokov na Barju. Podatki so žal nepopolni za izvire Iškega vršaja. Izdatnost

vseh izvirov vzdolž izvirnega območja Tomišelj-Brest-Matena-Iška Loka je bila ocenjena na 200 do 250 l/sek za 6. 8. 1958, kar naj bi nekako ustrezalo vodni količini Iške pri Iški vasi. Tedaj je prevladovalo mišljenje, da na ravninskem delu Barja, vključno depresijsko območje južno od Črne vasi med Farjevcem in Kozlerjevim potokom, ni podtalnice z zveznim horizontom vodne gladine temveč le podtalnica infiltrirana v zgornjih plasteh barske črnice, šote in slabega humusa. Izdatnost takšne infiltrirane podtalnice bi bila seveda minimalna.

Leta 1962 je bila južno od Črne vasi izvrtana raziskovalna vrtina BV-2. Dela je organiziral Geološki inštitut SAZU, financiral pa Sklad Borisa Kidriča. Vrtina je v globini 20 do 30 m našla v produ in pesku podtalnico z arteškim pritiskom.

Starost barjanskih sedimentov je določil s pelodnimi raziskavami vzorcev iz vrtin dr. A. Šerclj s SAZU v letih 1965, 1966 in 1975.

V okviru hidrogeoloških raziskav zahodnega dela Barja v zvezi s projektiranjem avtomobilske ceste je bila leta 1967 izvrtana vrtina G-12 v Lipah ob izlivu Iške. Tudi ta vrtina je zadela na podtalnico v produ in pesku z arteškim pritiskom. Piezometrične gladine podtalnice v tej vrtini so bile opazovane dve leti.

Projekt-Nizke zgradbe je leta 1972 izdelal projekt »Vodovod Barje. Program vodooskrbe naselij jugovzhodnega dela Ljubljanskega barja«. Delo sta financirala Skupščina mesta Ljubljane in Mestni vodovod. »Poročilo o ogledu izvirov na južnem obrobju Barja« iz tega projekta je izdelal dr. L. Žlebnik z Geološkega zavoda. Izdatnost vseh izvirov brez Bršnika je bila v marcu 1972 ocenjena na 300 do 400 l/sek.

3. Raziskovalna dela v letih 1974 in 1975

Mestni vodovod je analiziral hidrogeološke in hidrološke razmere, izdelal program raziskovalnih del in izbral najprimernejši profil za raziskave in predvideno črpališče. Tudi nadzor del, njihova obdelava in končno poročilo je delo Mestnega vodovoda. Hidrometeorološki zavod je enkrat izmeril pretok izvirov in Iške. Geofizikalne raziskave, vrtanje, črpalni poizkusi, geološki profili vrtin in merjenja pretokov so delo Geološkega zavoda. Kemično je vzorce vode analiziral Kemijski inštitut Borisa Kidriča, bakteriološko pa Zavod SRS za zdravstveno varstvo.

Pregled vzorcev iz vrtin je pokazal, da cvetni prah ni ohranjen in da pelodnih analiz zato ni bilo možno izvršiti. Rezultatov analiz naravnih izotopov vode še nismo prejeli.

4. Geološke razmere

Barje je udorina s površjem na nadmorski višini 288 do 292 m, ki je nastala s pogrezanjem v pliocenski in kvartarni dobi in je zasuta delno z rečnimi, v glavnem pa z jezerskimi sedimenti. Kameninska podlaga je bila najgloblje navrtana v vrtini BV-2 v globini 116,8 m (nadmorska višina 170,7 m). Po geofizikalnih meritvah v letu 1962 naj bi bila v severnem delu Barja podlaga od 150 do 200 m globoko. Na območju Iškega vršaja je po podatkih vrtin IŠ-1 in IŠ-2 kameninska podlaga v globini 88 oziroma 108,5 m na nadmorski višini 215 m oziroma 196,7 m. Vzdolžni profil Strahomer-Brest-Lipe (sl. 1 in 2), ki

Tabela 1 — Nadmorska višina podtalnice v opazovalnih vodnjakih v letu 1958

Table 1 — Elevation of ground water table in the observation wells in 1958

Oz. No.	Vodnjaki na Barju Well on Ljubljana Moor Kraj Location	Kota terena Elevation of the ground surface m	Kota gladine podtalnice Elevation of ground water table			
			Visoka High m	Srednja Mean m	Nizka Low m	Nihanje gladine Fluctua- tion m
1	Opekarska 22	290,26	290,31	289,83	289,19	1,12
18	Pol na Rakovo Jelšo	288,89	288,94	288,05	288,78	2,16
24	»Pluta«	295,28	292,57	291,44	290,88	1,69
39	Brezovica	296,39	286,28	295,82	295,08	1,20
53	Notranje gorice 118	292,83	292,54	291,24	289,31	3,23
61	Log	294,57	293,52	293,25	292,87	0,85
75	Bevke 87	290,18	290,40	289,50	289,32	2,08
30	Kozarje	302,85	301,39	300,35	298,26	3,13
44	Vnanje gorice	290,23	289,78	289,44	288,74	1,04
121	Tomišelj	289,94	290,19	289,36	287,04	3,15
141	Iška loka	292,65	290,65	289,59	289,08	1,59
127	Črna vas	288,81	288,50	288,37	288,07	0,43
149	Ižanska cesta 375	289,10	289,02	288,78	288,41	0,61
167	Babna gorica	289,42	288,46	288,13	287,75	0,71

poteka vzporedno z Iško, kaže, da se podlaga, ki je na jugu ob Iški na površju na koti 330 m, proti severu hitro spušča v globino in je v profilu Tomišelj-Stajc v vrtni IŠ-2 že na koti 196 m ter južno od Črne vasi v vrtni BV-2 na koti 170 m. Takšno grezanje je bilo možno samo ob prelomih. Glavna preloma na območju Iškega vršaja potekata med vrtno IŠ-2 ter južnim in zahodnim kraškim obrubjem Barja blizu današnje struge Iške.

Vrtni IŠ-1 in IŠ-2 (sl. 3) sta pokazali, da je ta del barske udorine zasut večidel s prodom in peskom, ki vsebujeta malo melja. Vmes je nekaj plasti rjave preperinske gline, debelih do 2 m.

Dva kilometra severneje je sestava sedimentov bistveno drugačna (sl. 2). Pod plitvim humusom in šoto leži lahkognetna siva karbonatna meljasta glina, zaradi lupinic polžev imenovana polžarica. Ta jezerska glina, ki povzroča mnogo težav pri temeljenju zgradb, sega v globino 7 do 15 m. Pod polžarico je rjava in siva srednjegnetna glina in melj. V globini 20 m do okrog 35 m sledi prod in pesek s podtalno vodo z arteškim pritiskom. Do globine 70 m je siva in rjava glina z organskimi ostanki in vložki proda. Globlje prevladujejo plasti gline in melja nad plastmi meljastega peska in proda. Nad dolomitom v globini 117 m (nadmorska višina 170 m) je 2 m proda in peska.

Starost sedimentov na Barju je bila določena v vrtni BV-2 z analizami cvetnega prahu in deloma z analizami radioaktivnosti ogljika C¹⁴ (Šercelj, 1966). Najstarejši sedimenti stari 400 000 let iz mindelskega glaciala so v globini 109 m. V mindelsko-riškem interglaciale je bilo Barje ravnina s plitvim močvirjem ali barjem in kameninskim dnom plitvo pod površjem. Sedimenti iz tega obdobja so v vrtni BV-2 v globini 96 do 94 m. Okrog 100 000 let stari sedimenti iz riškega glaciala so v globini 78 m. Takrat se je pričelo dno Barja hitreje pogrczati. Najstarejši würmski sedimenti (50 000 do 80 000 let) so v glo-

Tabela 2 — Pretoki izvirov Iškega vršaja, kraških izvirov in Iške
 Table 2 — Discharge of springs of Iški Vršaj, of Karstic Springs and of Iška River

	Pretok* — Discharge* m ³ /sec				Faktor povečanja pretoka	Faktor povečanja pretoka
	23. 4. 1974	13. 6. 1974	1. 3. 1975	31. 7.—1. 8. 1975	Ratio of Increase of Discharge 13. 6. 74 : 23. 4. 74	Ratio of Increase of Discharge 31. 7.—1. 8. 75 : 1. 3. 75
Izviri zgornjega vodonosnika						
Springs of the Upper Aquifer						
Sačkov kanal	0,013	0,080	0,014	0,030	6,1	2,1
Peščenek	0,064	0,240	0,041	0,145	3,8	3,5
Zidarjev kanal	0,023		0,017	0,035		2,1
Na mčji		0,020		0,010		
Mali deli		0,060		0,055		
Na brodu	0,018	0,040	0,090	0,020	2,2	2,2
Bršnik	0,017	0,150	0,000	0,055	8,8	∞
Retje II	0,018	0,070	0,023	0,040	3,9	1,7
Skupaj — Total	0,153	0,880	0,104	0,390	4,3	3,8
Izviri spodnjega vodonosnika						
Springs of the Lower Aquifer						
Strahomerski kanal	0,014	0,010	0,010	0,010	0,7	1,0
Jevšnik	0,061	0,080	0,031	0,055	1,3	1,8
V Talih	0,021	0,030	0,011	0,020	1,4	1,8
Retje I	0,031	0,050	0,032	0,050	1,6	1,6
Skupaj — Total	0,127	0,170	0,084	0,135	1,3	1,6
Skupno izviri Iškega vršaja	0,280	0,830	0,188	0,525	3,0	2,8
Total Springs of Iški Vršaj						

Kraški izviri
Karstic Springs

Pri bajerju	0,000		
Češljenca	0,005		0,010
Sentjanž	0,005—0,010		0,030
Koček	0,000		

Skupaj — Total	0,005—0,015		0,040
----------------	-------------	--	-------

Iška

— v Vintgarju	0,592		
— v Iški vasi	0,548	~ 1,00	0,370**
— pri mostu			
Brest—Tomželj	0,000		0,000

* Pretoki dne 23. 4. 1974 so bili merjeni po dvomesečni suši in dne 1. 3. 1975 po štirimesečni zimski suši ter ocenjeni dne 13. 6. 1974 po deževnem maju in dne 31. 7. do 1. 8. 1975 teden dni po daljšem deževju.

** Ocenjen povprečni pretok. Pretok se je tekom dneva spreminjal zaradi zmrzali.

* Discharges were measured on 23. 4. 1974 after a two months drought and on 1. 3. 1975 after a four months winter drought. They were estimated on 13. 6. 1974 after a rainy May and on 31. 7. to 1. 8. 1975 a week after a rainy period.

** Estimated mean discharge. During the day the discharge varied due to the frost.

bini 44 m. Pleistocen se konča s sedimenti poznega Würma v globini 13 m. Lahkognetna karbonatna meljna glina — polžarica je sediment holocenskega »Mostiščarskega jezera«, ki je nastalo pred 10 000 leti in se je osušilo pred 4 000 leti. Takrat je prišla preraščati površje Barja šota, ki je bila še pred 100 leti debela 6 do 8 m.

Določitev starosti proda in peska Iškega vršaja s pelodnimi analizami ni bila možna, ker se cvetni prah v njem ni ohranil. Ker je globina dolomitne podlage v vrtini IS-2 ista kakor v vrtini BV-2, lahko predpostavimo, da se je dno Barja v tem delu dokaj enakomerno pogrezalo. Zato lahko ocenimo starost sedimentov v Iškem vršaju po podatkih o vrtini BV-2. Zgornja plast proda je delno ekvivalent polžarice, delno pa je od nje še mlajša, ker ponekod prekriva tudi šoto.

5. Hidrogeološke razmere

Geološka sestava vpliva seveda odločilno na hidrogeološke razmere. Piezometrične višine v raziskovalnih vrtinah IS-1 do IS-5 in črpalni poskusi v vrtinah IS-3 do IS-5 so povsem jasno pokazali, da sta v profilu Tomišelj—Staje dva ločena vodonosnika. Do globine okrog 27 m pod površjem (nadm. višina 272 m) je zgornji vodonosnik s piezometrično gladino na nadmorski višini 297 do 292 m. V globini 40 do 105 m (nadmorska višina 260 do 191 m) sledi spodnji vodonosnik, sestavljen iz več med seboj povsem ali delno ločenih vodonosnih plasti. Piezometrična gladina spodnjega vodonosnika na nadmorski višini 291 do 290 m dokazuje, da je ta vodonosnik zaprt.

Zgornji vodonosnik se napaja iz padavin in Iške, ki v času nizkih voda ponikne med Iško vasjo in Strahomerom (tabla 1). Ob visokih vodah ponikuje Iška med Iško vasjo in Tomišljem in teče še dalje proti severu v Ljubljano. Zgornji vodonosnik se proti Barju izklini ob nepropustni polžarici in izvira v izvirih Šalčkov kanal, Peščenek, Zidarjev kanal, Na meji, Mali deli, Na Brodu, Bršnik in Retje II.

Spodnji vodonosnik se napaja iz prenikle Iške ali iz zgornjega vodonosnika. Nižja piezometrična gladina ob večji prepustnosti kaže, da je napajanje omejeno, kar si razlagamo s tem, da se vlečejo neprepustne glinaste plasti pod ponorno območje Iške in omejujejo napajanje. Predvidevamo, da iz spodnjega vodonosnika prihajajo izviri Strahomerski kanal, Jevšnik, Na talih in Retje I.

Spodnji vodonosnik se nadaljuje še daleč proti severu do Ljubljane in pod njo. Ta zvezni vodni horizont pod velikim delom Barja do sedaj ni bil znan. Verjetno del voda spodnjega vodonosnika, ki ima na območju Črne vasi piezometrično gladino nad površjem (vrtina G-12), pronica skozi polžarico, ki leži nad njim, in izhlapeva v depresijskem območju južno od Črne vasi. Spodnji vodonosnik Iškega vršaja je verjetno v zvezi z vodonosnikom vršaja ob Gradaščici. V tem primeru bi bil pod velikim delom Barja velik zvezni vodonosnik.

Debela plast proda in peska pod polžarico kaže na daljše kopno obdobje med zasipavanjem Barja.

Zgornji vodonosnik hitro reagira na povečanje pretoka Iške in je občutljiv za sušo v času nizkih voda Iške. Izvir Bršnik hitro naraste in ob suši usahne. Pretok spodnjega vodonosnika je bolj enakomeren. Razmerje pretokov v deževnem in sušnem obdobju kaže, kateri izviri odvodnjavajo zgornji oziroma spodnji vodonosnik (tabela 2).

Tabela 3 — Rezultat črpalnih poskusov v vrtilinah IS-3, IS-4 in IS-5
 Table 3 — Results of pumping test with boreholes IS-3, IS-4 and IS-5

Črpalni vodnjak Pumping well	Datum Date	Pretok Discharge m ³ /sec	Ura črpanja Hours of pumping	Depresija na koncu črpanja (v metrih) Drawdown at the end of the pumping (in metres)						
				IS-1-pl	IS-1-gl	IS-2-pl	IS-2-gl	IS-3	IS-4	IS-5
Zgornji vodonosnik — Upper aquifer										
IS-5	19. 2. 75	0,004	2,5	0,03	0,00	0,26	0,00	—	0,00	0,57
IS-5	20.—22. 2. 75	0,012	48,2	0,03	0,07	1,14	0,08	—	0,005	3,05
IS-3	3. 3. 75	0,005	5,5	0,17	0,00	0,00	0,00	0,37	—	—
IS-3	4.— 5. 3. 75	0,013	24,0	0,63	0,00	0,02	0,00	1,42	—	—
IS-3	5. 3. 75	0,019	2,5	—	—	—	—	1,77	—	—
Spodnji vodonosnik — Lower aquifer										
IS-4	24. 2. 75	0,012	5,3	0,00	0,06	0,00	0,15	—	0,24	0,00
IS-4	25. 2. 75	0,030	5,0	0,04	0,20	0,00	0,40	—	0,68	0,00
IS-4	26. 2.— 1. 3. 75	0,042	72,0	0,06	0,57	0,04	0,91	—	1,38	—

Ob robu Iškega vršaja so kraški izviri Češljenca, Roček, Sentjanž in Isčica, ki se napajajo iz zakraselega območja Krina in Mokreca, ter verjetno nimajo pomembne zveze z vodonosnikoma Iškega vršaja.

6. Hidravlične karakteristike črpalnih vrtin in vodonosnikov

Rezultati črpalnih poizkusov so podani v tabeli 3. Sovisnice med pretokom in depresijo (sl. 4) kažejo naslednje eksploatacijske zmogljivosti črpalnih vrtin

IŠ-3	8 l/sek
IŠ-5	15 l/sek
IŠ-4	30 l/sek

Vrtini IŠ-3 in IŠ-5 v zgornjem vodonosniku sta globoki po 28 m in imata filtrski del cevi med 4,6 oziroma 8,0 m in 22 metri. Vrtina IŠ-4 v spodnjem vodonosniku je globoka 104,3 m s filtrskimi cevmi med 30,3 m in 99,3 metra. Vrtina je zatesnjena od površja do globine 30 m.

Prevodnost vodonosnikov je bila računana po Jacobovi grafični rešitvi Theisove enačbe za nestabilizirano depresijo. Rezultati računa prevodnosti $*T*$ in efektivne poroznosti $*S*$ so podani v tabeli 4. Povprečne vrednosti prevodnosti in efektivne poroznosti, izračunane iz prvega dela sovisnice med časom in depresijo ter zadnjega dela sovisnice med t/t' in zaostalo depresijo iz bližnjih piezometriških vrtin so:

IŠ-3	$T = 1,78 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek} = 1540 \text{ m}^2/\text{dan}$ $S = 0,0087$
IŠ-5	$T = 2,50 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek} = 2160 \text{ m}^2/\text{dan}$ $S = 0,000013$
IŠ-4	$T = 6,56 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek} = 5680 \text{ m}^2/\text{dan}$ $S = 0,00022$

7. Zmogljivost podtalnice Iškega vršaja

Zmogljivost podtalnice lahko ocenimo na tri načine, iz pretoka izvirov, iz količine Iške, ki ponikne, ter računsko iz padca piezometrične gladine in prevodnosti T , ki je bila ugotovljena s črpalnimi poizkusi.

7.1. Pretok izvirov

Skupen pretok izvirov (tabela 2) je bil ocenjen dne 6. 8. 1958 na 0,20 do 0,25 m^3/sek in marca 1972 na 0,3 do 0,4 m^3/sek . Na koncu zimskih suš v letih 1974 in 1975 so bili pretoki izmerjeni. Dne 23. 4. 1974 je bil skupen pretok izvirov 0,280 m^3/sek ; po oceni odpade od tega na spodnji vodonosnik 0,127 m^3/sek . Dne 1. 3. 1975 je bil skupen pretok 0,188 m^3/sek . Dne 12. 3. 1975 je znašal skupen pretok 0,203 m^3/sek , od tega pretok spodnjega vodonosnika 0,104 m^3/s . V deževni dobi se pretok močno poveča in je bil 13. 6. 1974 ocenjen na 0,83 m^3/sek , od tega pretok spodnjega vodonosnika 0,170 m^3/sek ter 31. 7. do 1. 8. 1975 0,525 m^3/sek , od tega pretok spodnjega vodonosnika 0,135 m^3/sek . Pretok izvirov spodnjega vodonosnika se spreminja od 0,084 m^3/sek v suši do 0,170 m^3/sek v deževju in znaša ob suši 45 % ter ob deževju le 20 % skupnega pretoka. Pretok izvirov zgornjega vodonosnika se spreminja od 0,104 m^3/sek v suši do 0,680 m^3/sek v deževju.

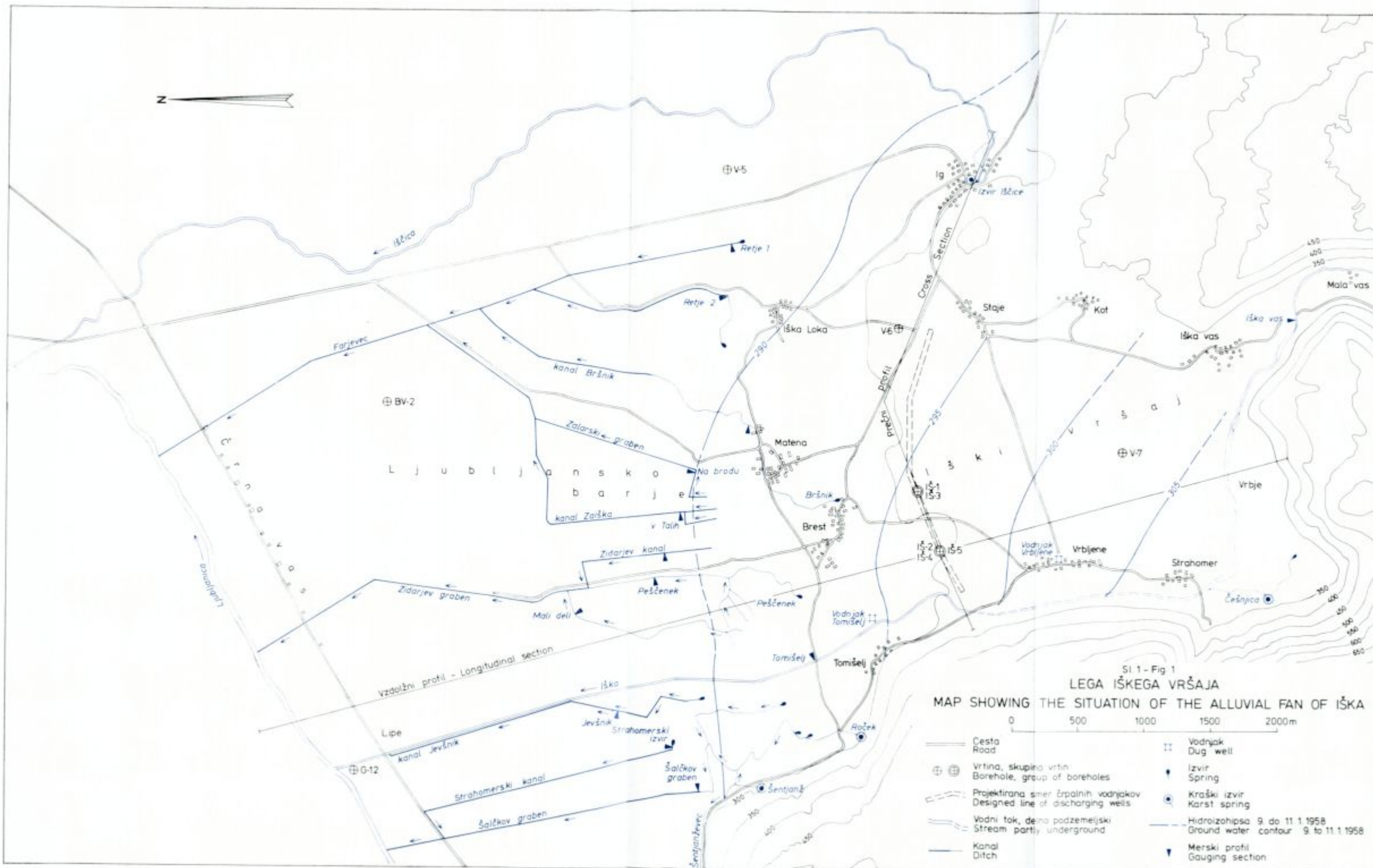


Tabela 4. Rezultati računa prevodnosti in poroznosti

Table 4. Results of calculation of transmissivity and storage coefficient

Črpalni vodnjak Pumped well	Računska metoda Calculation method	Kraj opazovanja depresije Drawdown observation point	Pretok Discharge (l./sec)	Prevodnost Transmissivity (m ² /sec)	Poroznost Storage coefficient
	Zgornji vodonosnik — Upper aquifer				
IS-3	JACOB: čas — depresija Time — drawdown	IS-1-pl	5,15	$1,85 \cdot 10^{-2}$	0,00084
IS-3		IS-1-pl	13,1—12,8	$1,71 \cdot 10^{-2}$	0,00056
IS-3		IS-2-pl	12,9	$8,9 \cdot 10^{-3}$	0,00017
IS-5		IS-5	11,9	$1,15 \cdot 10^{-2}$	
IS-5		IS-2-pl	11,9	$1,81 \cdot 10^{-2}$	
IS-5	JACOB: zaostala depresija Residual drawdown	IS-2-pl	12,0	$3,38 \cdot 10^{-2}$	0,0000013
IS-5	JACOB: čas — depresija Time — drawdown	IS-1-pl	11,9	$2,09 \cdot 10^{-4}$	0,032
IS-5	Thiemova metoda Thiem's method	IS-5, IS-2-pl	4,0	$7,4 \cdot 10^{-3}$	
IS-5	Thiem's method	IS-5, IS-2-pl	12,0	$3,7 \cdot 10^{-3}$	
	Spodnji vodonosnik — Lower aquifer				
IS-4	JACOB: čas — depresija Time — drawdown	IS-2-gl	12,3	$5,35 \cdot 10^{-2}$	0,00005
IS-4		IS-2-gl	29,8	$7,5 \cdot 10^{-2}$	0,000006
IS-4		IS-2-gl	42,2	$6,33 \cdot 10^{-2}$	0,00059
IS-4		IS-1-gl	42,2	$1,04 \cdot 10^{-1}$	0,0000008
IS-4	JACOB: zaostala depresija Residual drawdown	IS-2-gl	42,6	$7,1 \cdot 10^{-2}$	

7.2. Račun pretoka

Račun pretokov je lahko samo orientacijski, ker imamo na razpolago le malo podatkov, in sicer meritve prepustnosti v dveh črpalnih vrtinah v zgornjem vodonosniku, meritve prepustnosti v eni črpalni vrtini v spodnjem vodonosniku, padec gladine za zgornji vodonosnik, cenitev padca gladine za spodnji vodonosnik (tabela 5) in cenitev širine vodonosnikov v profilu Tomišelj-Staje.

Zgornji vodonosnik

$$T_{1\dot{S}-3} = 1,78 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek}$$

$$T_{1\dot{S}-5} = 2,50 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek}$$

Padec gladine med vodnjakom Vrbljene in vrtino IŠ-2-pl je bil 9. 3. 1975 6,55 m.

$$i = \frac{6,55}{890} = 7,3 \text{ ‰}$$

Širina vodonosnika je ocenjena na $B = 1800$ m. Pretok je bil

$$Q_{1\dot{S}} = B \cdot T \cdot i = 1800 \cdot \frac{1,78 + 2,50}{2} \cdot 10^{-2} \cdot 7,3 \cdot 10^{-3} = 0,28 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Spodnji vodonosnik

$$T_{1\dot{S}-4} = 6,56 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{sek}$$

Padec gladine med IŠ-2-gl in ocenjeno gladino izvira Jevšnik 289,0 m je

$$i = \frac{290,36 - 289,0}{2770} = \frac{1,36}{2770} = 0,49 \text{ ‰}$$

Ocenjena širina spodnjega vodonosnika je 1500 m in pretok

$$Q_{2\dot{S}} = 1500 \cdot 6,56 \cdot 10^{-2} \cdot 0,49 \cdot 10^{-3} = 0,048 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Po izračunanem pretoku sklepamo na manjšo zmogljivost spodnjega vodonosnika kakor je bilo pričakovati po pretoku izvirov, ki odvodnjavajo spodnji vodonosnik.

7.3. Prenikanje Iške

Količino prenikanja Iške lahko izračunamo iz razlike pretokov nad prenikalnim območjem in nizvodno od njega. Visoke vode Iške so merili v Vintgarju in Lipah ob Ljubljani v dneih 11. do 13. 2. 1957.

$$Q = 2,090 - 0,733 = 1,357 \text{ m}^3/\text{sek}$$

Takrat Iška se ni bila regulirana in je v spodnjem toku poplavljala. Ker je bil pretok v Lipah verjetno zmanjšan zaradi retenzije, je za ta čas izračunano prenikanje preveliko. V letih 1956 do 1959 pa je bila Iška merjena samo v Vintgarju.

Ob visokih vodah 13. VI. 1974 in 25. VII. 1975 je bila količina prenikanja med mostom v Iški vasi in mostom na cesti Brest—Tomišelj ocenjena na 1 m³/sek. Ob nizkih in srednjih vodah Iške pa je bilo možno količino prenikanja izmeriti, ker takrat Iška v Vintgarju in Iški vasi še teče, pri mostu na cesti Brest—Tomišelj pa je struga že suha. Količina prenikanja je bila odvisna od pretoka Iške in je znašala največ 0,58 m³/sek dne 31. VII. do 1. VIII. 1975, najmanj pa 0,376 in 0,388 m³/sek dne 13. II. 1975 oziroma 12. III. 1975.

Tabela 5. Piezometrične gladine, merjene na področju Iškega vršaja
 Table 5. Piezometric surfaces measured in the area of Iški Vršaj

Kraj Location	Doba Period	Datum Date	Piezometrična gladina Piezometric surface			Vodonosnik Aquifer
			Visoka High Nadm. višina Elevation	Datum Date	Nizka Low Nadm. višina Elevation	
V 7 Vrtina — Borehole	19. 10. 73	19. 10. 73	305			Zgornji Upper
Vrbljene Vodnjak — Well	9.—11. 1. 58					Zgornji
IS-2-pl Vrtina — Borehole	23. 12. 74—3. 3. 75	9.—11. 1. 58	302,31	3. 3. 75	299,86	Upper
IS-2-gl Vrtina — Borehole	5. 11. 74—3. 3. 75	5. 11. 74	297,31	3. 3. 75	293,31	Zgornji Upper
IS-1-pl Vrtina — Borehole	11. 11. 74—3. 3. 75	11. 11. 74	291,16	3. 3. 75	290,36	Spodnji Lower
IS-1-gl Vrtina — Borehole	11. 11. 74—3. 3. 75	11. 11. 74	295,69	3. 3. 75	292,13	Zgornji Upper
V-6 Vrtina — Borehole	25. 10. 74—3. 3. 75	25. 10. 74	291,60	3. 3. 75	290,35	Spodnji Lower
Bršnik Vrtina — Borehole	18. 10. 73	18. 10. 73	294,38			Zgornji Upper
Izvir — Spring	23. 12. 74—3. 3. 75	23. 12. 74	291,70	3. 3. 75	290,89	Zgornji Upper
Tomšelj Vodnjak — Well	23. 12. 74	23. 12. 74	294			Zgornji Upper
BN-2 Vrtina — Borehole	20. 6. 62	20. 6. 62	291,5			Spodnji Lower
G-12 Lipe Vrtina — Borehole	20. 1. 68—21. 1. 70	20. 3. 69	291,03	11. 8. 68	290,14	Spodnji Lower
Tomšelj Vodnjak — Well	1958		290,19		287,04	
Iška Loka Vodnjak — Well	1958		290,65		289,06	
Ižanska cesta 375 Vodnjak — Well	1958		289,02		288,41	
Črna vas Vodnjak — Well	1958		288,50		288,07	

Pregled pretokov kaže tabela 6. Pretok Iške in prenikanje Iške sta verjetno še za 8% večja od pretokov v Iški vasi, podanih v tabeli 6. Meritev 23. IV. 1974 je namreč pokazala, da ima Iška pri domu v Vintgarju za 8% večji pretok kakor pri mostu v Iški vasi. Iška penika v manjši količini že nad mostom v Iški vasi.

7. 4. Deficit pretoka

Po analizi prenikanja Iške in pretoka izvirov je pretok izvirov premajhen za 0,2 m³/sek. Ta deficit je bil manjši dne 31. VII. in 1. VIII. 1975, ker je visoki val Iške takrat že odtekel, visoki val podtalnice pa je še napajal izvire. V ta deficit ne moremo dvomiti, ker so bile količine Iške in izvirov istočasno izmerjene. Del podtalnice, ki ustreza razliki v pretoku, teče ali v kraški izvir Iščice ali proti sredini Barja. V kanjonu Iške, ki sestoji večidel iz dolomita, ni vidnih ponorov. Iška prične prenikati v prodnati vršaj pri Mali vasi. Del voda Iške morda teče v izvir Iščice; tudi ta voda bi morala najprej prenikniti v prod in kot podtalnica napajati zasute ponore, ki bi imeli zvezo s kraškim izvirom Iščice. Hidroizohipse z dne 9. do 11. I. 1958 kažejo na možnost, da odteka del podtalnice v smeri kraškega zaledja izvira Iščice.

7. 5. Minimalni pretok

Minimalni pretok izvirov je važen zaradi dimenzioniranja zmogljivosti črpalnic. Konec močne zimske suše je bil 1. III. 1975 izmerjen pretok izvirov 0,188 m³/sek in 12. III. 1975 0,203 m³/sek; pri tem je bil pretok Iške ocenjen dne 1. III. 1975 na 0,370 m³/sek, dne 12. III. 1975 pa so izmerili 0,388 m³/sek. Pretok izvirov je neposredno odvisen od pretoka Iške. Ker nimamo drugih direktnih meritev pretoka izvirov, ga skušamo oceniti s primerjavo z režimom Iške. V Iškem Vintgarju je bila od 1955 do 1962 vodomerna postaja z rodnimi meritvami stanja vode in pretokov. Površina povodja do vodomera je 58,9 km². Podatki o minimalnih, srednjih in maksimalnih vodah Iške so zbrani v tabeli 7. Postaja v Iškem Vintgarju je bila ob povodnji porušena. Na novi postaji v Iški vasi so v letih 1969 do 1975 merili gladino vode, pretočne krivulje profila pa ne.

Nizka voda Iške, ki se pojavi vsako drugo leto, ima pretok okrog 0,400 m³/sek. V letu 1962 je bil najmanjši pretok 0,200 m³/sek. Dne 16. X. 1921 je bil izmerjen pretok 0,266 m³/sek. Daleč najmanjši pretoki v letih 1955 do 1962 in 1974 do 1975 so bili ob jesenski suši v oktobru 1962 (tabela 7). Trajanje pretokov v sušnem obdobju je podano v tabeli 8. Pretoki, ki so manjši kot v dvoletni suši, so v 10-letnem obdobju trajali samo 14 dni. V tem času pretoka izvirov podtalnice Iškega vršaja niso opazovali, moral pa je biti manjši od pretoka v marcu 1975.

8. Kvaliteta podtalnice

Vsi analizirani vzorci vode so kemično primerni za pitje. V 6 vzorcih je voda bakteriološko primerna kot pitna voda zaprtega tipa, 3 vzorci pa so neprimerni zaradi 500, 4800 in 30 000 aerobnih bakterij. Koliformnih bakterij in bakterij vrste Eijkman, Proteus sp. in Streptococcus faecalis niso našli. Temperatura vode 11 °C je zelo ugodna, trdota vode pa je od 10,8°n do 17,6°n. Vzorci vode so bili vzeti v sušnem obdobju, ko je gibanje podtalnice počasno. Pričakovati moramo, da bo voda v času poplav slabša. Vasi v gornjem delu Iškega vršaja: Mala vas, naselje vikendov, Iška vas, Kot, Strahomer in Vrbljenc nimajo kanalizacije in

Tabela 6. Pretok Iške, prenikanja Iške in izvirov Iškega vršaja

Table 6. Discharge of Iška river, of infiltration of Iška river and of springs of Iški vršaj

Čas Time	Pretok Discharge			vseh izvirov of all springs	Opomba Remark
	Iške of Iška river	prenikanja Iške — of infiltration of Iška river	računan na profil Tomi- šelj—Staje calculated for section Tomi- šelj—Staje		
23. 4. 1974	0,548	0,548		0,280	merjen measured
13. 6. 1974	1	1		0,730	ocenjen estimated
13. 2. 1975	0,376	0,376			merjen measured
1. 3. 1975	0,37	0,37	0,328	0,188	merjen measured
12. 3. 1975	0,388	0,388		0,203	merjen measured
25. 7. 1975	2	1			ocenjen estimated
31. 7. 1. 8. 1975	0,58	0,58		0,525	ocenjen estimated

Tabela 7. Pretok Iške 1955—1962

Table 7. Discharge of Iška 1955—1962

Leto Year	Pretoki Iške (m ³ /sec) Discharge of Iška		
	nizki low	srednji mean	visoki high
1955	0,56	2,00	15,00
1956	0,42	1,84	23,60
1957	0,38	1,57	39,10
1958	0,40	1,99	28,80
1959	0,46	2,17	33,00
1960	0,52	2,11	63,30
1961	0,64	1,78	114,00
1962	0,20	2,35	27,70

odpadne vode ponikujejo. Majhne količine nitratov in nitritov, najdene v vzorcih vode, izvirajo iz odpadnih voda.

Podtalnica Iškega vršaja ima ugodno temperaturo, kemično sestavo in okus; treba pa jo bo klorirati. Pogoji za gradnjo črpališča Brest je, da se izvede kanalizacija v vaseh nad črpališčem. Iški Vintgar in Iški vršaj pa bo treba razglasiti za zaščitno območje črpališča Brest. Stopnja zaščite bo odvisna od oddaljenosti od črpališča.

Tabela 8. Trajanje nizkih pretokov Iške v sušni dobi v oktobru 1962
 Table 8. Duration of low discharges of Iška in dry period of October 1962

Pretok (m ³ /sek) Discharge	0,20	0,24	0,28	0,38	0,53	0,99	1,21
Trajanje (dni) Duration (days)	6	6	2	7	3	2	1

9. Eksploatacijska zmogljivost podtalnice in izgradnja črpališč

V prvi fazi izgradnje želimo zajeti podtalnico, ki izvira sedaj na stiku Iškega vršaja z Barjem med izvirov Retje I pri Iški Loki in Strahomerskim kanalom pri Tomišlju. Profil Brest je izbran na kraju, kjer se Iški vršaj zoži med vznožjem Krima in osamelcem Gorica na širino 2,2 km. Vsa podtalnica v naplavinah mora teči skozi ta profil; zato je bo možno zajeti z manjšim številom vodnjakov kakor v izvirnem območju, ki je 4 km široko in oddaljeno 1 do 2 km.

Zmogljivost črpališča Brest bo v prvi fazi 0,2 m³/sek, kar ustreza pretoku izvirov v času dvoletne suše. V času desetletne suše, ko bi bil pretok izvirov manjši, bi bilo verjetno možno izkoriščati podzemsko akumulacijo in črpati še vedno 0,2 m³/sek. Kolikor pa to ne bi bilo možno, bi morali potrošnje omejevati. Podzemeljska akumulacija zgornjega vodonosnika ni velika, akumulacija spodnjega vodonosnika pa je minimalna.

Drugo fazo izgradnje bo možno projektirati 1 do 2 leti po začetku obratovanja črpališča 1. faze. Z eksploatacijskim črpanjem in nekaterimi dodatnimi raziskavami bo treba razjasniti nekatere, sedaj še nejasne, hidrogeološke lastnosti vodonosnikov in vpliv črpanja na Barje. Zanima nas predvsem razlika med pretokom ponikle Iške in pretokom izvirov v kotlini okrog 0,2 m³/sek. Kolikor se del podtalnice zgublja proti izvirov Iščice, bi ga mogli presteči z vodnjaki na območju vasi Kot. Če pa teče del proti depresiji južno od Črne vasi, bi ga zajeli v črpališču Brest. Najprej pa bo treba ugotoviti posledice povečanega črpanja na ekološke razmere na Barju.

V tretji fazi izgradnje bi umetno povečali prenikanje Iške v času suše in s tem bi se povečalo črpanje v črpališču Brest. V strugi Iške prenikne do 0,6 m³/sek v času ko je Iška pri Tomišlju suha. Sposobnost prenikanja se poveča na okrog 1 m³/sek ob visokih vodah, ko odteka del Iške od Tomišlja proti Ljubljani. V suši je pretok Iške 0,35 do 0,40 m³/sek in ob največji suši nad 0,2 m³/sek. Če bi Iški v tem času umetno povečali pretok pri Iški vasi na okrog 0,6 m³/sek, bi vsa ta voda preniknila in zmogljivost črpališč bi se povečala.

Nizke vode Iške bi lahko povečali z akumulacijo v zgornjem toku Iške ali dovodom vode iz drugih porečij. Pod sotočjem Iške in Zale bi bilo možno zgraditi dolinsko pregrado Vrčica. Iz kraškega izvira Iščice bi lahko vodo prečrpavali v Iško, težnostno pa bi bilo možno pretočiti Bloščico in zgornji del Cerkniščice.

Skupno zmogljivost črpališč vseh treh faz cenimo na 0,5 m³/sek.

10. Črpališče Brest

Črpališče Brest bo zajelo tisti del podtalnice, ki sedaj izvira na severnem robu vršaja. Projektiranje in obratovanje črpališča bo dokaj komplicirano, ker gre za

dva vodonosnika z različno piezometrično gladino; poleg tega se iz spodnjega vodonosnika ne bo smelo črpati tistega dela podtalnice, ki teče proti sredini Barja in vzdržuje tam visok piezometrični nivo podtalnice. Za vsak vodonosnik bo treba izvrtati ločene vodnjake, tako da bo možno med obratovanjem regulirati količino črpanja iz posameznega vodonosnika. Cerimo, da napaja v času suše zgornji vodonosnik izvire z $0,110 \text{ m}^3/\text{sek}$ in spodnji z $0,090 \text{ m}^3/\text{sek}$ (tabela 2).

Vodnjaki bodo razporejeni v vrsti na dolžini 2,1 km od zavoja Iške nad Tomišljem do osamleca Gorica (sl. 1). Vodnjaki zgornjega vodonosnika bodo 28 m globoki in bodo imeli s filtri opremljen del cevi v globini 8 do 24 m. Eksploatacijska zmogljivost posameznega vodnjaka bo $0,010$ do $0,015 \text{ m}^3/\text{sek}$ (sl. 4). Razdalja med vodnjaki mora biti majhna, da bo možno zajeti ves tok podtalnice. V začetni fazi bo razdalja med vodnjaki 200 m, v končni pa 100 m. Raziskovalni vodnjak IS-5 bo vključen med črpalne vodnjake, na novo pa bi gradili proti vzhodu še 7 vodnjakov na razdalji po 200 m.

Spodnji vodonosnik sega od globine 30 m do dna naplavin v globini 110 do 80 m. Vodnjaki spodnjega vodonosnika bodo globoki 80 m, s filtri opremljen del cevi pa bo v globini 35 do 75 m. Do globine 35 m bodo vodnjaki zunaj zatesnjeni. Eksploatacijska zmogljivost posameznega vodnjaka bo okrog $0,030 \text{ m}^3/\text{sek}$. Med črpalne vodnjake bo vključen raziskovalni vodnjak IS-4, zgrajena bosta še 2 nova vodnjaka na razdalji 500 m proti vzhodu.

Zmogljivost posameznih vodnjakov se bo seveda razlikovala od ocenjene, tudi neproduktiven vodnjak ne bi bil presenečenje. Karakteristike vodnjakov in eksploatacijskih črpalk bo treba ugotoviti s polzkusnim črpanjem.

11. Vpliv črpanja podtalnice na ekološke razmere na Barju

Globoki vodonosnik se razteza pod velikim delom Barja in se verjetno napaja iz Iške. Iz njega bi v začetku črpali samo tisti del pretoka, ki napaja izvire na robu Barja, pozneje pa bi črpanje povečali.

Piezometrična gladina spodnjega vodonosnika, ki je na nadmorski višini 290,1 do 291,5 m (vrtini G-12 in BV-2), je nad površjem terena 288 do 290 m na velikem delu Barja. Kako bo vplivalo znižanje piezometrične gladine pri povečanem črpanju na ekološke razmere na Barju?

Pričakovati je naslednje negativne vplive črpanja:

- tla se bodo močneje posedala, ker se bo konsolidirala polžarica zaradi večje teže zemljin po zmanjšanem vzgonu;
- na brežinah kanalov bo nastala nevarnost plazov zaradi večje teže zemljin;
- trohnele bodo glave lesenih kolov v temeljih mnogih hiš;
- povečalo se bo razpadanje šote.

Ugodno pa bo vplivalo črpanje na osuševanje kmetijskih zemljišč.

Pri ocenjevanju vpliva bodočega črpališča pa moramo vedeti, da je ekološko ravnotežje na Barju že sedaj porušeno in da vsi navedeni pozitivni in negativni vplivi delujejo že sedaj.

V tridesetih letih je bila poglobljena struga Ljubljanice skozi mesto, da bi preprečili poplave na Barju, ki so bile katastrofalne leta 1933. Vpliv regulacije Ljubljanice je bil viden šele v petdesetih letih, ko so zgradili zapornico pri stari cukrarni, podrli pomožno zapornico na Špici in znižali gladino Ljubljanice za

okrog 1 m. Povečana teža površinskih plasti je povzročila na bregovih Ljubljaniče več plazov v polžarici. Znižanje gladine Ljubljaniče je omogočilo poglobitev jarkov na Barju in s tem dodatno osuševanje.

Sota je pokrila lahkognetno polžarico 6 do 8 m na debelo. Sota ima večjo nosilnost kakor polžarica in omogoča uporabo kmetijske mehanizacije. Na njej se razvijajo rodovitna organska tla. Sota ne raste več in se njena debelina hitro tanjša zaradi izkopavanja in porabe šote za kurivo, izolacijski material in gnojilo. Sota tudi razpada zaradi osuševanja. V letih 1888 in 1958 sta bila pedološko preiskana in nivelirana profila Preserje—Log in Staje—Vič. V tem času se je znižalo površje terena med Črno vasjo in Mateno za 1 do 3 metre. V depresijskem območju južno od Črne vasi je šota debela samo še 0,5 do 1,0 m. Glavni vzrok razkrojavanja šote naj bi bilo znižanje vodne gladine Ljubljaniče (R. T a n c i k, 1965). Na drugi strani pa za zboljšanje kmetijske proizvodnje predlagajo kot glavni ukrep osuševanje in znižanje gladine podtalne vode (R. T a n c i k, 1965).

V prvi fazi izgradnje črpališča Brest bi črpali samo tisti del podtalnice, ki izvira na robu Barja. V sušni dobi se bodo posušili vsi izviri na robu Barja. Ob srednjih in visokih vodah pa bi izviri še nadalje tekli. Kanal Bršnik, ki teče skozi Brest in Mateno, je delno odvodnik odpadnih voda. Ob suši pa usahne Bršnik že sedaj. Drugi izviri so na polju okrog 1 km od vasi in nimajo določene hidrotehnične funkcije. Njihovi odvodni kanali, globoki 1 do 2 m, so vkopani v polžarico. Vode ne uporabljajo za namakanje.

Obratovanje črpališča bo moralo biti v prvi fazi tako urejeno, da se bo piezometrična gladina podtalnice spodnjega vodonosnika minimalno znižala. Da bi to dosegli, bo treba za vsak vodonosnik zgraditi ločen sistem vodnjakov.

Z raziskavami in opazovanjem razmer med črpanjem 1. faze bo treba ugotoviti, kako bi znižanje piezometričnega pritiska vplivalo na Barje. Druga faza projekta bo izvedljiva le v primeru ugodnih rezultatov teh ekoloških raziskav.

12. Program raziskovalnih del

Dosedanja raziskovalna dela so toliko razjasnila hidrogeološke razmere, da je možno oceniti izdatnost črpališča Brest in način zajetja podtalnice. Zaradi kompliciranih hidrogeoloških razmer pa je še mnogo odprtih problemov, ki jih bo možno rešiti delno z raziskavami, delno pa šele z opazovanji po pričetku obratovanja črpališča Brest. Potrebne raziskave so naslednje.

12.1. Izvrtati je treba 3 piezometrične vrtnice z dvojnimi piezometrom na območju Bresta in Matene ter med Tomišljem in Lipami. Opazovanje teh vrtnic mora trajati vsaj eno leto pred pričetkom obratovanja črpališča Brest. Dve leti je treba dvakrat mesečno izmeriti piezometrično gladino v vseh vrtnicah ter nekaterih vodnjakih in izviri. V času ene ali dveh poplav bo treba meriti gladino vsak dan.

12.2. Ob različnih vodnih stanjih, predvsem pa ob nizkih vodah, je treba meriti pretok Iške v Iški vasi in Tomišlju ter istočasno tudi izvire. Z meritvijo Strahomerskega in Šalčkovega kanala, Jevšnika, Zidarjevega grabna in Farjevca so upoštevani vsi izviri.

12.3. Pomembno bi bilo raziskati, ali del ponikle Iškine vode v resnici teče v izvire Iščice. V ta namen je treba izbrati ustrezno sledilo in ga dodati vodi pred ponikanjem.

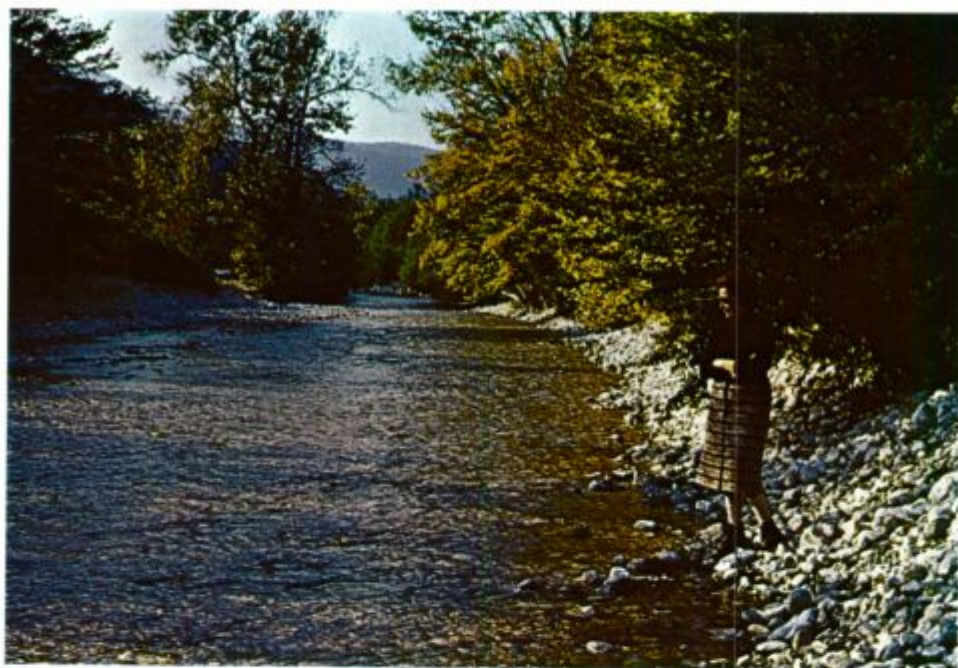
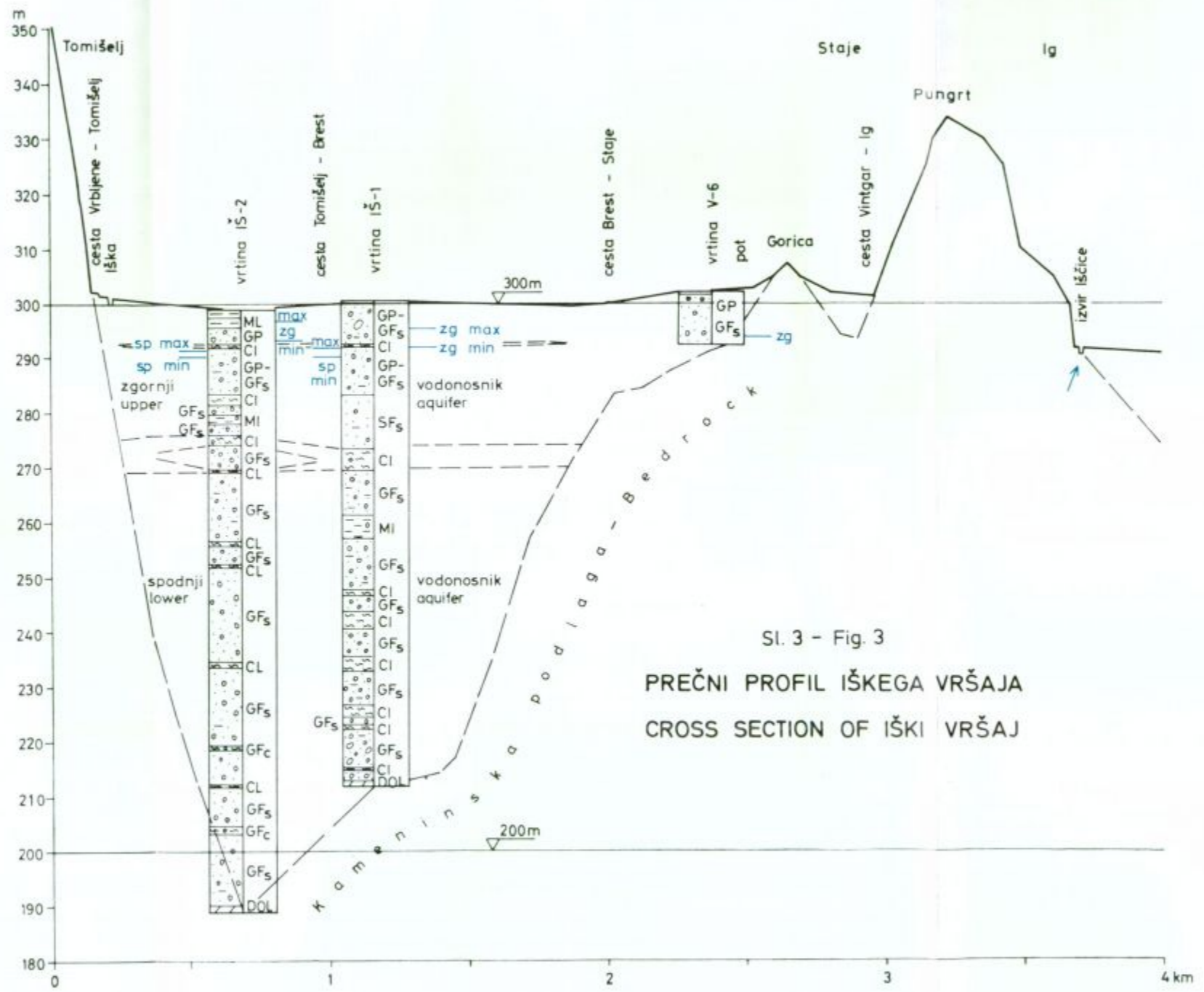


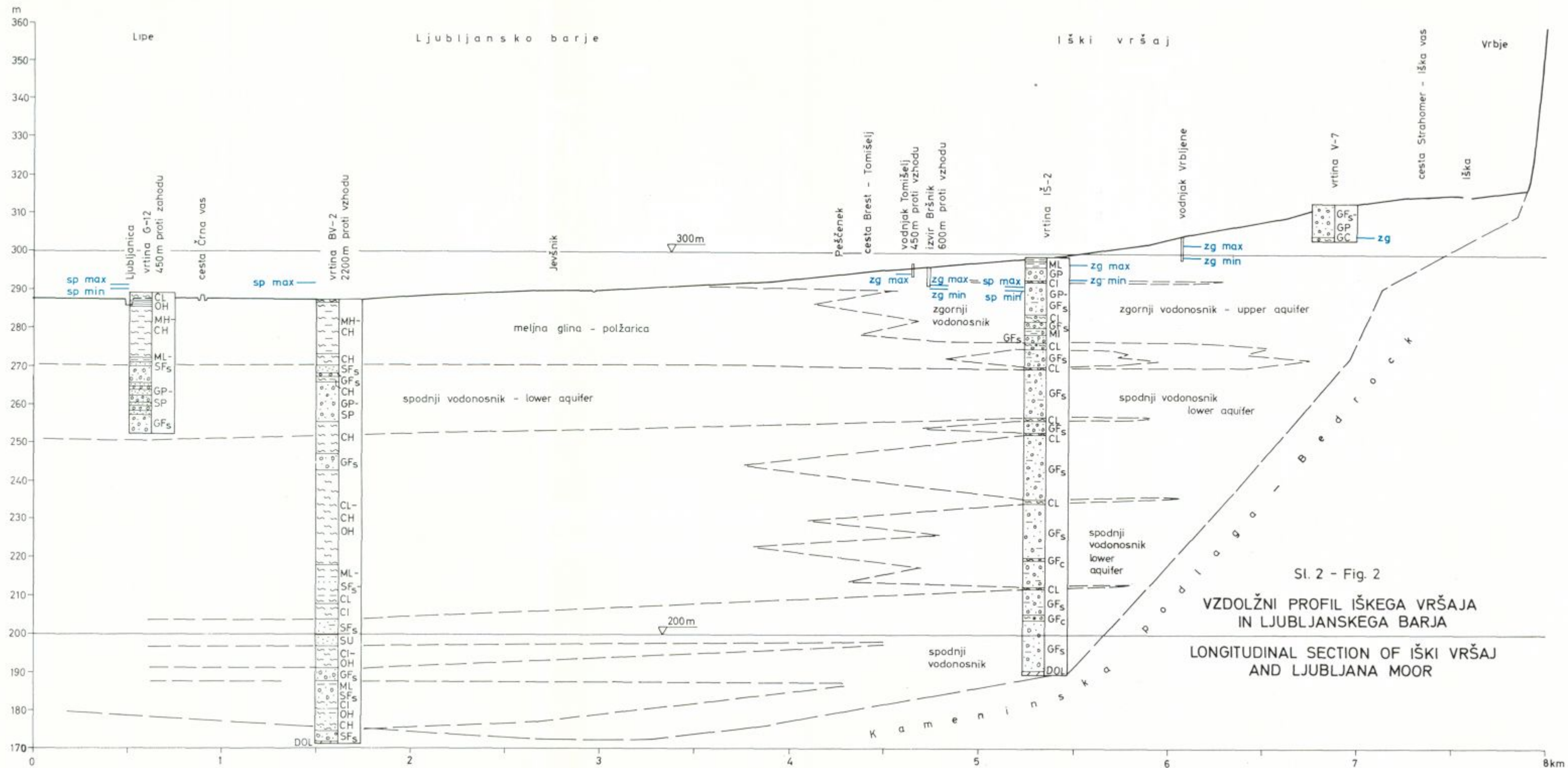
Tabla 1. Na dva kilometra dolgi poti od Male vasi (zgornja slika) do Vrbja (spodnja slika) se je 10. oktobra 1975 zmanjšal pretok Iške od $0,4 \text{ m}^3/\text{sek}$ na $0,01 \text{ m}^3/\text{sek}$

Plate 1. On October 10, 1975 the discharge of Iška River decreased from $0,4$ to $0,01 \text{ m}^3/\text{sec}$ along the 2 kilometres long way between Mala Vas (upper figure) and Vrbje (lower figure)





Sl. 3 - Fig. 3
 PREČNI PROFIL IŠKEGA VRŠAJA
 CROSS SECTION OF IŠKI VRŠAJ



Sl. 2 - Fig. 2
 VZDOLŽNI PROFIL IŠKEGA VRŠAJA
 IN LJUBLJANSKEGA BARJA
 LONGITUDINAL SECTION OF IŠKI VRŠAJ
 AND LJUBLJANA MOOR

Kolikor bi bilo po izotopih možno razlikovati vodo zgornjega in spodnjega vodonosnika, bi analizirali vodo teh izvirov, da bi ugotovili, katere izvire hrani posamezni vodonosnik. Morda bi na to vprašanje odgovorile tudi določitve trdote vode v izviri.

12.4. Strokovnjaki za hidrotehniko, mehaniko tal, kmetijstvo, gozdarstvo in varstvo okolja naj bi skušali odgovoriti na vprašanje, kako bi vplivalo na Barje znižanje piezometrične gladine spodnjega vodonosnika za 2, 5, 10 ali več metrov. Kolikor bi smeli znižati gladino, bi mogli črpališče bolj približati Ljubljani in pojačati njegovo zmogljivost.

12.5. Trdota vode zgornjega in spodnjega vodonosnika je različna. Ugotoviti bi bilo treba, kakšne bodo posledice, če bi mešali vodo Iškega vršaja in Ljubljanskega polja v enotnem vodovodnem omrežju Ljubljane.

13. Sklep

Po raziskavah v letih 1974 in 1975 smo določili lokacijo črpališča Brest, kjer je možno v prvi fazi zajeti z 8 plitvimi in 3 globokimi vodnjaki 0,200 m³/sek podtalnica. Zmogljivost plitvih vodnjakov bo 0,010 do 0,015 m³/sek, globina 28 m in medsebojna oddaljenost 200 m. Zmogljivost globokih vodnjakov pa bo 0,030 m³/sek, globina 80 m in medsebojna oddaljenost 500 m. Fizikalne lastnosti vode so ugodne. Voda je bakteriološko v glavnem primerna, vendar jo bo treba klorirati ter kanalizirati vasi nad črpališčem in določiti zaščitno območje vodovoda.

V drugi in tretji fazi izgradnje bi zmogljivost črpališč povečali največ do 0,500 m³/sek. V ta namen bi v tretji fazi podtalnico pojačali z umetnim povečanjem pretoka Iške ob suši. To bi dosegli z akumulacijo v zgornjem toku Iške, ali pa bi prečrpavali Iščico, oziroma pretočili Bloščico in zgornji del Cerknjišnice v Iško.

Ekološko ravnotežje na Barju je zaradi posedanja tal in razkrajanja šote že porušeno. Eksploatacija podtalnice Iškega vršaja mora biti tako urejena, da znižanje piezometrične gladine spodnjega vodonosnika, ki se razteza pod velikim delom Barja, ne bo pospešilo posedanja površja Barja in razkrajanja šote.

Pojasnila k sl. 2 in 3 Explanations of figs. 2 and 3

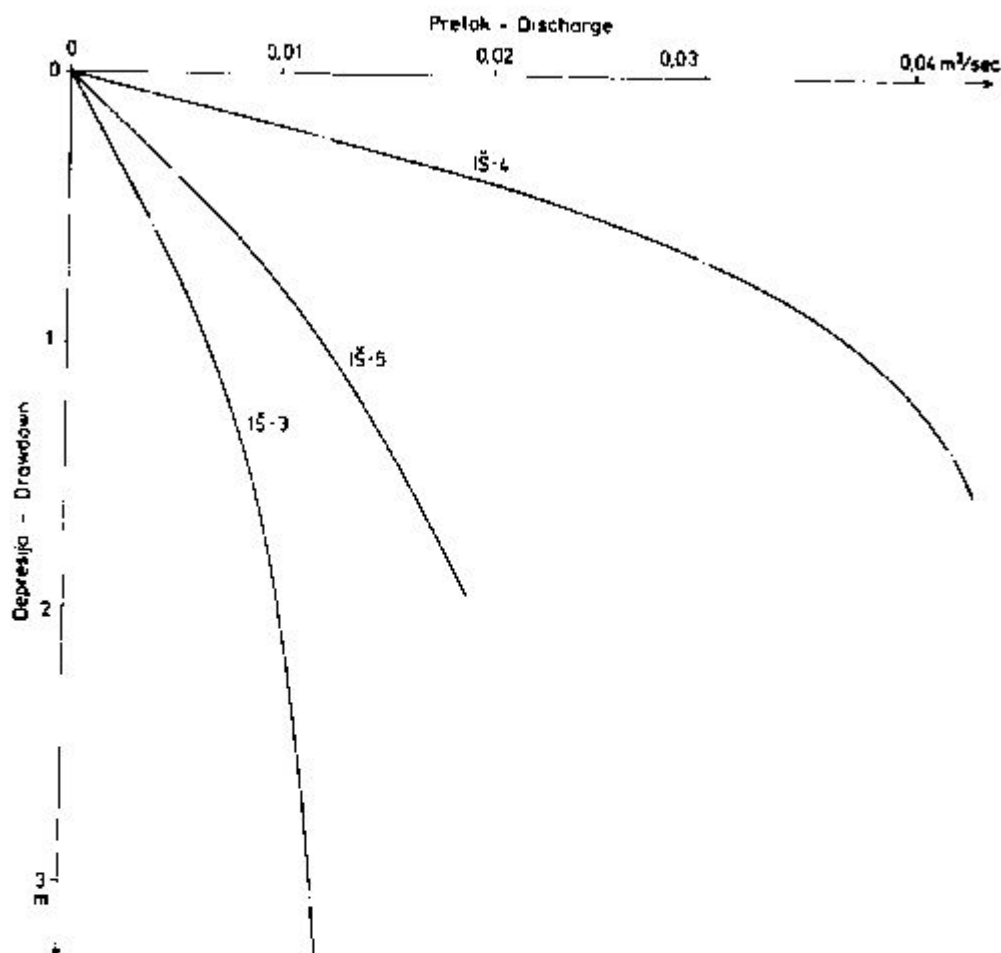
ZG Piezometrična gladina zgornjega vodonosnika
Piezometric surface of the upper aquifer

SP Piezometrična gladina spodnjega vodonosnika
Piezometric surface of the lower aquifer

MAX najvišja
the highest

MIN najnižja
the lowest

G prod, S pesek, P slabo granuliran, F_s meljast, F_c glinast, M melj, C glina, O organska glina, L nizke plastičnosti, I srednje plastičnosti, H visoke plastičnosti, DOL dolomit
G gravel, S sand, P poorly graduated, F_s silty, F_c clayey, M silt, C clay, O organic clay, L of low plasticity, I of medium plasticity, H of high plasticity, DOL dolomite



Sl. 4. Diagram kaže sovisnice med pretokom in depresijo vrtin IS-3, IS-4 in IS-5
 Fig. 4. Diagram showing the relation between the discharge and drawdown of the IS-3, IS-4, and IS-5 drilled water wells

The Groundwater of the Alluvial Fan of Iška River

Marko Breznik

Hidrotehnični odsek FAGG, Univerza v Ljubljani, Ljubljana, Hajdrihova 28

The Ljubljana Moor is a subsidence basin filled with Pleistocene and Holocene deposits of lacustrine and fluvial origin. The thickness of the sediments sequence exceeds 100 meters. A large alluvial fan has been deposited along the southern border of the Ljubljana Moor where Iška River issues from a narrow mountain valley. It contains economically significant quantities of groundwater conducted by two aquifers well

separated by clayey gravel and sand. The areal extent of the upper aquifer is limited to the Alluvial Fan while the confined lower aquifer continues rather far to the north below the Moor. At Brest the top of the upper aquifer lies at the depth of 5 metres and that of the lower one at 35 metres below ground surface. The yield of the new pumping station at Brest is designed to be 0,200 cubic meter per second in the first stage of the construction. Later it should be increased to 0,500 cubic meter per second.

The regional Quaternary aquifer of Ljubljana polje furnishes nearly all the municipal and industrial water used in the capital of the SR Slovenia. Annual use of water in Ljubljana in 1974 was about 1,380 cubic meter per second. Increased demands for water have stimulated the hydrogeologic investigations of the Alluvial Fan of Iška River (Iški vršaj) situated in the southern border of Ljubljana Moor.

The Moor is a subsidence basin formed mainly in Quaternary age. In its central part the sequence of gravel, sand, gray lacustrine silty clay, organic clay and peat is underlain by the Triassic dolomite in a depth exceeding 100 metres. In the same depth there occurs the dolomite bedrock in the section Tomišelj—Staje of the Iška Alluvial Fan. The Quaternary sediments of this section consist mainly of silty gravel and sand intercalated with some brown silty clay. The gray lacustrine silty clay being the common deposit of the central part of the Moor, could not be found in the Alluvia. Fan. The age of the Quaternary deposits of the Moor determined by the pollen analysis ranges from the Mindel glacial stage to Holocene i.e. from 400 000 year to 100 years. In the Alluvial Fan of Iška, however, no pollen grains could be found, but the same thickness of the sediments in both areas suggests contemporaneous origin.

The new pumping station is to be designed in the area of Tomišelj—Staje, where two aquifers well separated by clayey sand and gravel occur. The top of the upper aquifer lies 295 meters above sea level, the elevation of the ground surface thus being 300 meters. The piezometric surface varies from 295 to 291 meters. The upper aquifer consists mainly of dolomitic gravel and sand and is 20 meters thick. Two exploration wells each of 26 meters depth yield 0,008 to 0,015 cubic meter per second. The upper aquifer thins out at the contact with the lacustrine clay on the southern border of the Moor. The springs occurring 1 km to the north of the villages Matena—Brest—Iška Loka (Plate 1) derive mainly their supplies from the upper aquifer. Their discharge is 0,110 cubic meter/sec during dry period. The lower aquifer continues, however, far from the alluvial fan to the north. The thickness of the aquifer is 50 to 70 metres in the area of the alluvial fan and about 12 metres in the Moor. The top of the aquifer lies at an elevation of about 265 m. The piezometric surface varies from 292 to 290 metres. Two boreholes G-12 and BV-2 near Črna vas sunk to the lower aquifer are overflowing. The lower aquifer is fed by the upper aquifer, by the Iška River and in the Moor probably also by the Gradaščica River. The yield of the 109,5 m deep well IS-4 penetrating the lower aquifer is 0,030 cubic meter/sec and the transmissivity $T = 5680$ square meters/day. The upper 30 metres of the well are sealed against the upper aquifer. The discharge of the springs of the lower aquifer is 0,090 cubic meter/sec during dry period. The main spring Jevšnik is situated 2 km to the north of Tomišelj Village.

Both aquifers are fed by Iška River having the mean discharge of 1,950 cubic meter/sec, low discharge of 2 years being 0,400 and low discharge of 10 years 0,200 cubic meter/sec. The infiltration rate of Iška River between Iška vas and Tomišelj is up to 1 cubic meter/sec.

In the first stage 0.200 cubic meter/sec should be pumped from both aquifers penetrated by 8 wells each of 28 m depth and 3 wells each of 80 meters at Brest. The piezometric surface of the lower aquifer should not be lowered below the Moor surface and the pumping must therefore suit the condition. The pumping capacity should be increased to 0,500 cubic meter/sec in the second and third stages of construction. In the third stage of construction the low discharge of Iška River has to be increased to 0,600 cubic meter/sec in order to increase the yield of groundwater. Low water of Iška River could be enriched by means of an accumulation basin on the Iška River, by pumping of Iščica River, or by deviation of Bloščica and Cerknjiščica Rivers into the Iška River.

The ecologic equilibrium of the Ljubljana Moor is already destroyed due to the land subsidence and the decomposition of peat. The thickness of peat was 6—8 metres 100 years ago. The surface of Moor subsided for 1—3 metres between Crna vas and Matena in the period from 1888 to 1958. The main reason for the decomposition of peat is the lowering of the water table of the Ljubljanica River. Environmental impact due to the proposed groundwater development has to be evaluated carefully and some regulations are to be established in order to prevent new damaging processes.

Possible damaging influence of the lowering of the piezometric surface of the lower aquifer below the Moor surface are:

- increased land subsidence due to the consolidation of soft silty clay,
- sliding of ditch slopes,
- timber piles will deteriorate rapidly if subjected to dry conditions,
- increase in decomposition of peat.

Literatura

References

Breznik, M. 1969, Podtalnica Ljubljanskega polja in možnosti njenega povečane izkoriščanja. Ground Water of the Ljubljana Polje and Possibilities of Increasing Its Exploitation. *Geologija* 12, Ljubljana.

Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovca obrobja. Geological Structure of the Ljubljana Moor with Special Regard to Its Southern Borderland. *Geologija* 8, Ljubljana.

Grimšičar, A. in Očepek, V. 1967, Vrtini BV-1 in BV-2 na Ljubljanskem barju. Exploratory Boreholes BV-1 and BV-2 in the Ljubljana Moor. *Geologija* 10, Ljubljana.

Ravnik, D. 1965, Geoelektrične raziskave na Ljubljanskem barju. Geoelectric Exploration of the Ljubljana Moor. *Geologija* 8, Ljubljana.

Sovinc, I. 1965, Nekaj osnovnih geotehničnih značilnosti sedimentov iz vrtine BV-1 med Notranjimi goricami in Podpečjo na Ljubljanskem barju. Some Geotechnical Properties of Sediments from Borehole BV-1 on Ljubljana Moor. *Geologija* 8, Ljubljana.

Šercelj, A. 1965, Paleobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega barja. Paleobotanical Examinations and the Development of Ljubljana Moor. *Geologija* 8, Ljubljana.

Šercelj, A. 1966, Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega barja. Pollenanalytische Untersuchungen der pleistozänen und holozänen Ablagerungen von Ljubljansko Barje. *Razprave SAZU* 1X/9, Ljubljana.

Šercelj, A. 1975, Palinološke raziskave na Ljubljanskem Barju. *Proteus* 37/9-10, Ljubljana.

Tancik, R. 1965, Pedološke značilnosti Ljubljanskega barja. Pedological Features of the Ljubljana Moor. *Geologija* 8, Ljubljana.

Nov vrelec mineralne vode v Spodnji Kostrivnici

A New Well with Freely Flowing Mineral Water at Spodnja Kostrivnica

Anton Nosan

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Avtor podaja nekaj podrobnosti o nastanku mineralne vode v Rogaški Slatini. Poudarja važnost lokalnih petroloških in regionalnih tektonskih razmer. Mineralizacija vode je neposredno odvisna od andezitnega tufa, ki prihaja v središču Rogaške Slatine blizu površja, od tam se postopno znižuje proti zahodu in proti vzhodu. Skozenj poteka več paralelnih vzporednih prelomov z manjšimi premiki navzdol v glavnem v isti smeri. Najzahodnejša vrtna, pri Podplatu, je zadela na tuf v globini 528 metrov in v globini 548 do 579 m na vodonosne razpoke. Po ureditvi zajetja daje ta vrtna 120 l/min mineralne vode in 5 ton ogljikovega dioksida na dan. Dviganje vode po prečnih prelomnih conah je sedaj ponovno potrjeno z vrtino K-2/75 v Spodnji Kostrivnici, ki daje 250 l/min mineralne vode in je doslej najbogatejša vrtna s plinom na območju Rogaške Slatine.

Some details are given about the origin of the mineral water occurring in the Rogaška Slatina area. The importance of the local petrological and regional structural conditions is emphasized. The close relation between the origin of the mineral water and the andesitic tuff is suggested. The tuff lying near the surface in the center of Rogaška Slatina plunges step-like eastwards and westwards. It is shattered by several parallel transverse faults having minor downthrows in the same direction. The westernmost drilled well at Podplat partly penetrated the tuff in the depth of 528 meters and crossed the shattered zone along one of the transversal faults. After development yields 120 l/min of mineral water from the depth of 570—578,5 meters and 5 metric tons of carbon dioxide per day. The rising of the water through the transverse faulted zones is now illustrated by new overflowing well at Spodnja Kostrivnica. It yields 250 l/min of mineral water and abounds in carbon dioxide.

Na podlagi študija litološke sestave in tektonike na območju Rogaške Slatine smo že leta 1957 identificirali cono, ki zajema glavne vodonosnike mineralne vode. Ta cona se ujema z magnetno anomalijo, ki se vleče v smeri zahod—vzhod od Podplata do Rogateca. Da bi dobili čim več informacij za lokacijo novih raziskovalnih vrtin, smo izdelali detajlno geološko karto širše okolice Rogaške Slatine v merilu 1 : 10 000 in razčlenili veliko magnetno anomalijo.

Primerjava geološke karte s podatki prej izvrtanih raziskovalnih vrtin in s karto magnetne anomalije je nakazala, da je najugodnejša lokacija vrtine v dolini s smerjo sever—jug, oddaljeni 1,7 km od visoko produktivne vrtine pri Podplatu. (Nosan, 1973). V okolici nove lokacije pri Spodnji Kostrivnici ni površinskih pojavov mineralne vode ali ogljikovega dioksida. Na odločitev za novo lokacijo je vplivalo tudi dejstvo, da imajo vsa dosedanja zajetja v bližini izvirov mineralne vode le manjšo zmogljivost. Vrtina pri Spodnji Kostrivnici z oznako K-2/75 je dala naslednje podatke (sl. 1):

0,00 do 4,50 m	meljna glina
4,50 do 162,40 m	temno sivi peščeni lapor
162,40 do 295,50 m	temno sivi peščeni lapor s prehodi v drobnozrnati peščenjak
295,50 do 313,60 m	andezitni tuf
313,60 do 484,40 m	temno sivi peščeni lapor s prehodi v drobnozrnati peščenjak
484,40 do 546,00 m	andezitni tuf

Na mineralno vodo in ogljikov dioksid je vrtina zadela v andezitnem tufu v globini 484,40 do 530,00 m, ki je bil na kontaktu s peščenim laporjem zdrobljen do 491,50 m nato pa le razpokan. Razpoke so široke do 1 cm in niso zapolnjene. Po vgraditvi opažnih cevi polirond in njihovi zatesnitvi so bile opravljene meritve, ki naj bi pokazale, pod kakšnimi pogoji bi dosegli enakomerno iztekanje mineralne vode iz zajetja. Najvišji izmerjeni pritisk je 11 kp/cm². Med meritvijo so bile vgrajene plastične šobe naslednjih premerov:

Premer šobe v mm	Količina vode Q l/min	pritisk kp/cm ²	Temperatura vode °C
16	174	8,8	23,9
18	210	8,4	24
20	264	8,2	24
22	282	8,0	24
25	360	7,3	24,1
30	450	6,7	24,1
35	480	5,4	24,1

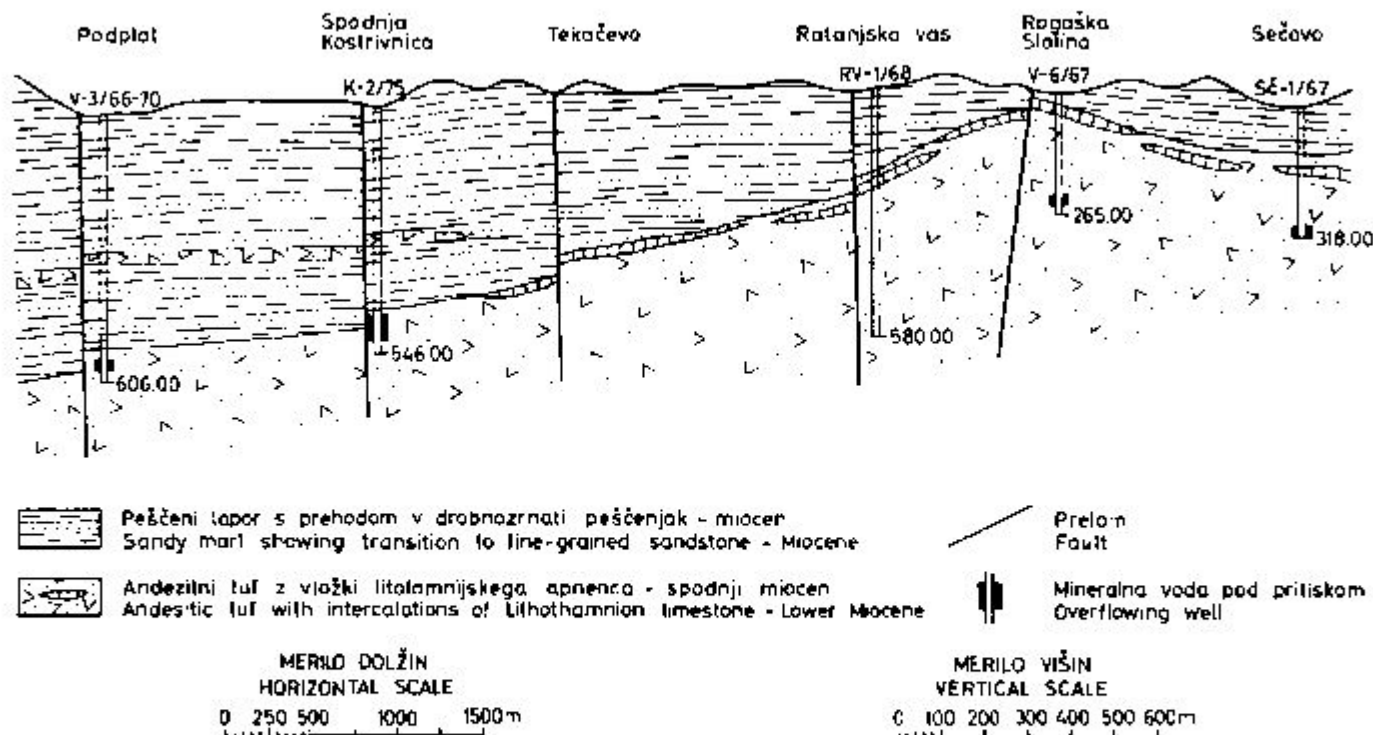
Maksimalnih količin, ki jih lahko vrtina daje brez vgrajenih šob, nismo mogli izmeriti, ker še ni bilo urejeno ustje vrtine; so pa gotovo večje od 600 l/min. Vrtina daje po približni oceni najmanj še 250 kg plina na uro. Iztekajoča mineralna voda, pomešana s plinom, skoraj ne pulzira niti v primeru, ko je vrtina popolnoma odprta (Tabla 1).

Literatura

- Nosan, A. 1963, Geologija Voglajenske pokrajine in zgornjega Sotelskega. Geografski zbornik SAZU, Ljubljana.
- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vreli v Sloveniji. Geologija 16, Ljubljana.
- Rijavec, L. 1965, Razvoj terciarnih sedimentov med Rudnico in Bočem. Geologija 8, Ljubljana.
- Šikić, L., Jović, B. 1969, Starost «gornjooligocenskih» naslaga sa smedim ugljenom u području Pregrade (Sjeverna Hrvatska). Geološki vjesnik 22, Zagreb.

Tabla 1. Izdaten vrelec mineralne vode iz vrtine K-2/75 v Spodnji Kostrivnici
Plate 1. The overflowing mineral water well K-2/75 at Spodnja Kostrivnica





Sl. 1. Pregledni vzdolžni geološki profil čez območje Rogaške Slatine
 Fig. 1. General longitudinal geologic section across the Rogaška Slatina area

Geofizikalne raziskave na območju Čateških Toplic

Janez Lapajne

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Avtor obravnava geofizikalne raziskave na območju Čateških Toplic v letih 1970 in 1971. Z geoelektrično metodo navidezne specifične električne upornosti in s plitvo refrakcijsko seizmiko je bila določena debelina kvartarnega prodnega zasipa ter litološka sestava njegove podlage. Nizkim vrednostim merjenih fizikalnih količin — specifične električne upornosti in hitrosti longitudinalnega valovanja — ustrezajo lapor in peščen lapor ali glina, visokim vrednostim pa predvsem litotamnijski apnenec, peščenjak, konglomerat ali laporasti apnenec z roženci. Šest plitvih vrtin je bilo izvrtanih za preskus geofizikalnih izsledkov ter za pridobitev geoloških podatkov, ki so bili potrebni za enolično vrednotenje geoelektrike in refrakcijske seizmike. Najpomembnejši prispevek geofizikalnih raziskav je bila ugotovitev prelomnih con, po katerih lahko prodira topla voda iz globine. Vrtanje v geofizikalno ugotovljenih prelomnih conah je dalo dobre rezultate.

Uvod

Pri hidrogeoloških raziskavah termalnih vodonosnikov na Čateškem polju je sodeloval geofizikalni oddelak Geološkega zavoda Ljubljana z geoelektričnim sondiranjem in profiliranjem po metodi navidezne specifične električne upornosti ter s plitvo refrakcijsko seizmiko.

Naloga geofizikalnih raziskav je bila, določiti debelino kvartarnega zasipa in ločiti posamezne litološke enote v podlagi kvartarja ter po možnosti prikazati litološke razmere v večjih globinah.

Za vrednotenje geofizikalnih meritev je treba poznati fizikalne parametre posameznih kamenin. V našem primeru je šlo za specifično električno upornost in hitrost razširjanja longitudinalnega valovanja, ki smo ju dobili delno z meritvami na jedrih vrtin, v glavnem pa s terenskimi meritvami na izdankih globlje ležečih plasti. Poleg tega smo se pri obdelavi in vrednotenju oprli na razpoložljive vrtine; nekaj plitvih vrtin je bilo izvrtanih prav v ta namen.

Geoelektrične meritve

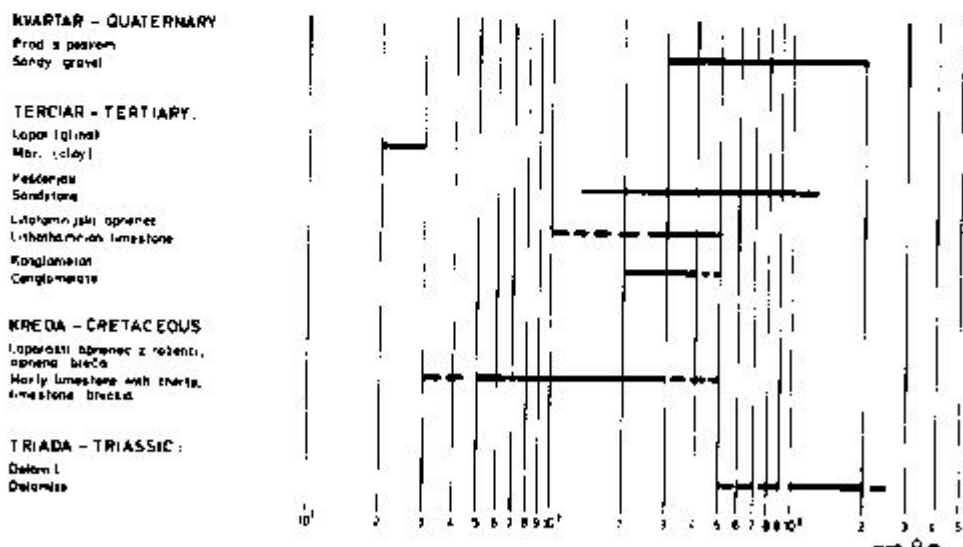
Uporabo metode navidezne specifične električne upornosti pogojujejo merljive razlike specifične električne upornosti posameznih geoloških oziroma litoloških enot. Za pravilno vrednotenje morajo biti te razlike zadosti velike.

Pri meritvah na jedrih vrtin in pri terenskih meritvah na izdankih smo dobili vrednosti, ki jih podaja sl. 1. Vrednosti za posamezne kamenine se pogosto med seboj prekrivajo, kar otežuje ali onemogoča razločevanje. Podatki kažejo, da lahko razdelimo kamenine glede na specifično električno upornost na dve skupini: nižjeuporne kamenine (lapor, glina) in višjeuporne kamenine (prod, peščenjak, litotamnijski apnenec, konglomerat, apnenec, dolomit). Kamenine prve skupine so geoelektrično precej enotne, medtem ko v drugi izstopata prod in dolomit, ki dosegata največje vrednosti specifične električne upornosti.

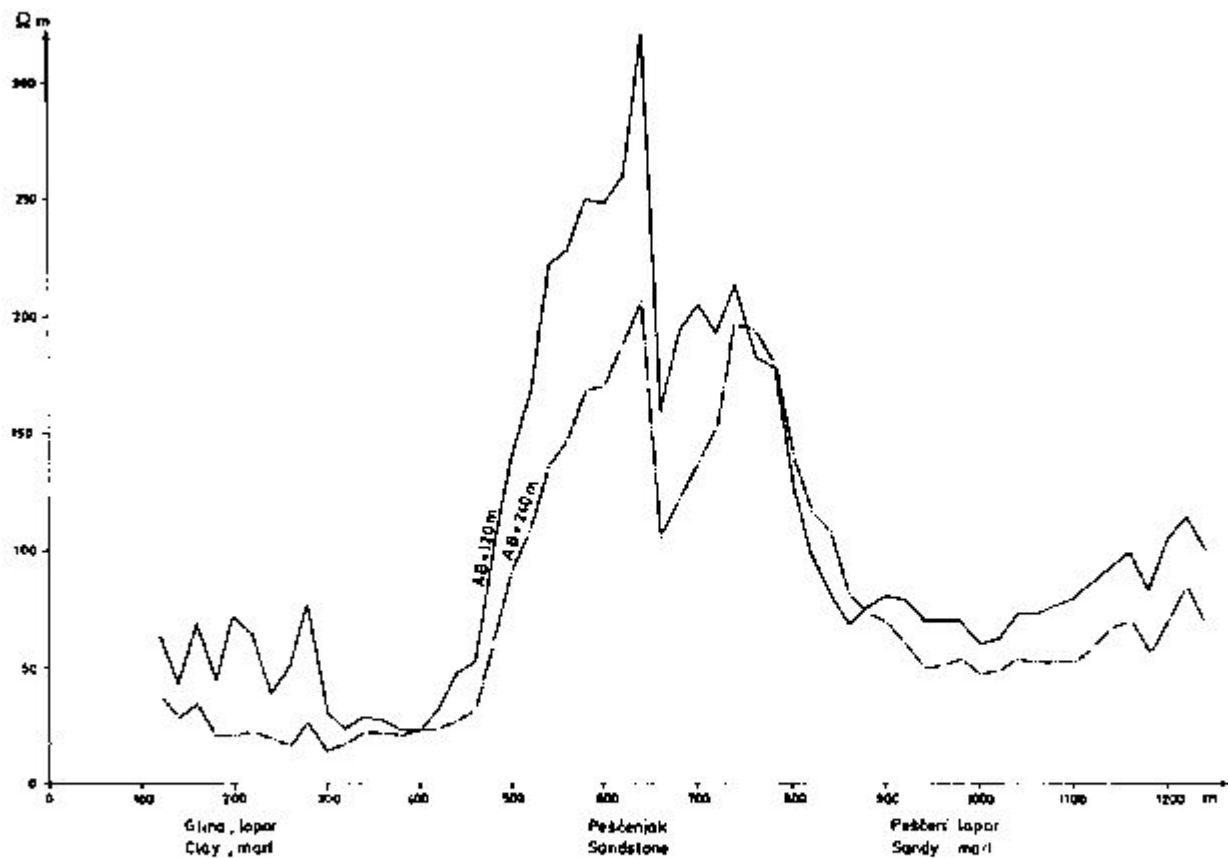
Izmerjene vrednosti specifične električne upornosti obetajo dobro razlikovanje nižjeupornih plasti od višjeupornih, torej laporja in gline od drugih kamenin. Razločevanje drugih litoloških enot med seboj pa je lahko nezanesljivo, ker se območja upornosti prekrivajo. To velja predvsem za nekatere terciarne in kredne kamenine (peščenjak, litotamnijski apnenec, konglomerat, apnena breča, apnenec z roženci).

Količinsko vrednotenje geoelektričnih sovisnic, dobljenih pri geoelektričnem sondiranju, je dalo podatke o debelini kvarternega zasipa na večjem delu Čateškega polja. Vrednotenje temelji na razliki v specifični električni upornosti proda in terciarnih kamenin, predvsem laporja. Vrtine so nam rabile kot oporne točke pri sicer raznolikem vrednotenju krivulj geoelektričnega sondiranja. Prikazovanje geološke zgradbe v večji globini na podlagi geoelektričnih meritev ne bi bilo zanesljivo, ker je sorazmerno majhno Čateško polje vključeno med obrobje Gorjancev in reko Savo. Vrednotenje »kratek geoelektričnih sond« pa za dobivanje podatkov o globlji geološki zgradbi večinoma sploh ni možno.

Pomemben delež v okviru kompleksnih hidrogeoloških raziskav je prispevala geoelektrika z razločevanjem posameznih litoloških enot v podlagi kvartarja. Geoelektrični profil na sl. 2 jasno odraža geoelektrično različne plasti v

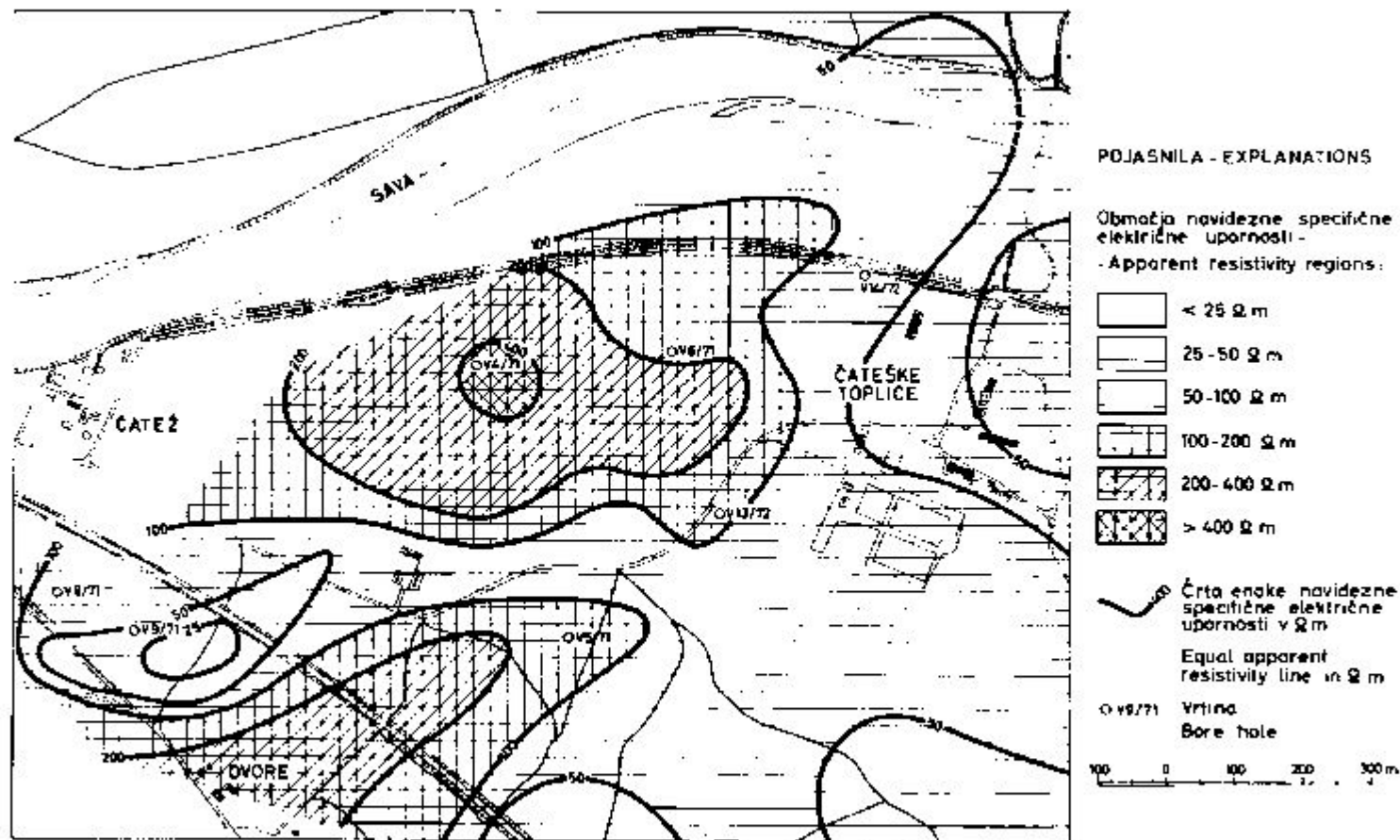


Sl. 1. Specifična upornost nekaterih kamenin
 Fig. 1. Rock resistivities

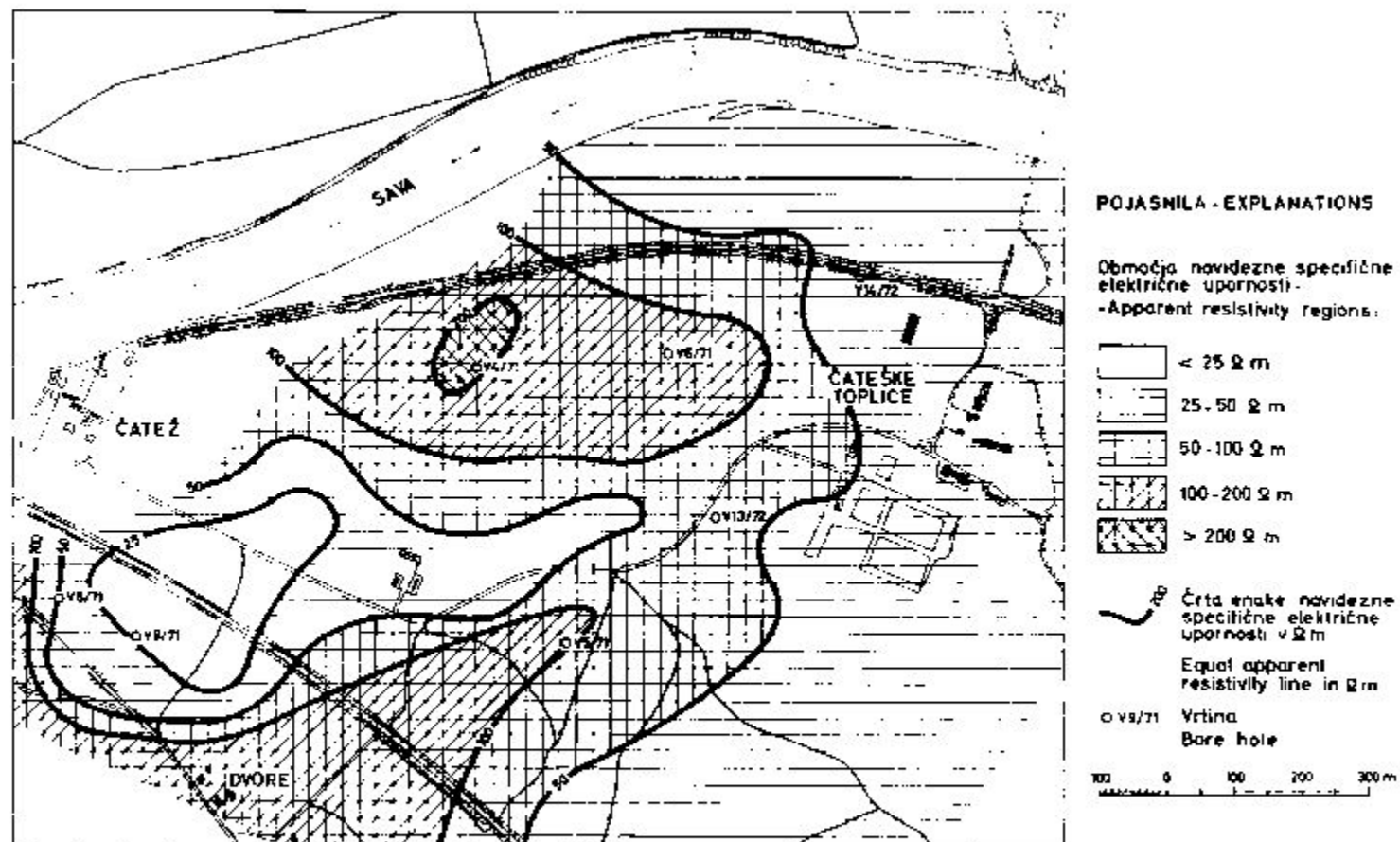


Sl. 2. Profil navidezno specifične električne upornosti P-1

Fig. 2. Resistivity profile P-1



Sl. 3. Karta navidezne specifične električne upornosti za tokovni dipol AB = 120 m
 Fig. 3. Resistivity map for AB = 120 m



Sl. 4. Karta navidezne specifične električne upornosti za tokovni dipol AB = 240 m

Fig. 4. Resistivity map for AB = 240 m

podlagi kvartarja, ki jih je mogoče ustrezno določiti po podatkih geološkega kartiranja na obrobju Čateškega polja ter vrtin na polju. Na danem profilu ustrezajo po skopih podatkih nižjeupornim plastem glina, lapor ali peščenjaki, višjeupornim pa peščenjak; slednji vsebuje vložke laporja in gline in se verjetno zato navidezna specifična električna upornost na območju peščenjaka spreminja v dokaj širokih mejah.

Na podlagi geoelektričnih sond in profilov smo izdelali karto navidezne specifične električne upornosti podlage kvartarja, ki naj bi odražala litološke razmere v njej. Takšno karto prikazuje sl. 3 za dolžino tokovnega dipola $AB = 120$ m. Po tej karti moremo razdeliti Čateško polje na sorazmerno enotno nižjeuporno vzhodno in v povprečju višjeuporno, a geoelektrično dokaj neenotno zahodno območje.

Da bi geoelektrično sliko spremenili v litološko, smo na Čateškem polju izvrtali šest plitvih vrtin: V-4/71, V-5/71, V-6/71, V-7/71, V-8/71 in V-9/71. Tako smo dobili geološke podatke, ki so neposredno primerljivi z geofizikalnimi. Ti podatki in prejšnje globoke vrtine dopuščajo naslednjo razlago: Na vzhodnem, nizkoupornem območju sestoji neposredna terciarna podlaga kvartarja v glavnem iz laporja, oziroma glinastega ali peščenega laporja, medtem ko na zahodnem, geoelektrično bolj heterogenem območju, prevladuje na jugu peščenjak z vložki laporja in gline (vrtina V-5/71), na severu pa kažejo profili in sonde bolj pestro sestavo; poleg peščenjaka in praperolega laporja (vrtina V-4/71) najdemo litotamnijski apnenec z vložki laporja in gline (vrtina V-6/71) ter konglomerat. Na vmesnem nizkoupornem območju pa prevladujeta glina in zdrobljen glinasti lapor (vrtini V-8/71 in V-9/71). Podobna karta (sl. 4) za dolžino tokovnega dipola $AB = 240$ m nam je pomagala izločiti površinske vplive (geoelektrično neenotnost kvartarja po prejšnji karti) ter oceniti povečanje navidezne specifične električne upornosti zaradi triadnih in krednih sedimentov, kjer se le-ti približajo površju. Zahodni del te karte je precej podoben prvi karti, vzhodni pa kaže še večjo enotnost, kar se ujema s podatki vrtin.

Prehodi med različnimi območji določajo prelomne cone, ki so verjetno za lociranje vrtin najzanimivejše.

Refrakcijske seizmične meritve

Obdelava in vrednotenje refrakcijskih seizmičnih meritev temelji na primerljivih razlikah v hitrosti longitudinalnega valovanja v različnih kameninah. Slika 5 podaja ustrezne vrednosti, ki smo jih dobili pri terenskih meritvah na Izdankih. V produ (kvartar), laporju in glini (terciar) je hitrost približno enaka in zato teh kamenin seizmično ni bilo mogoče razločevati. Za terciarne sedimente — litotamnijski apnenec, peščenjak in konglomerat — so značilne nekaj večje hitrosti, najhitreje pa se seizmično valovanje širi v krednih in triadnih kameninah.

S plitvo refrakcijsko seizmiko smo prav tako kot z geoelektriko želeli dobiti podatke o debelini kvartarnega zasipa ter o litoloških razmerah neposredno pod njim. Ker temeljita geoelektrična in seizmična metoda na različnih fizikalnih parametroh — upornosti in hitrosti, se metodi neodvisno dopolnjujeta.

Z vrednotenjem geoelektričnih sovisnic smo dobili dobre podatke o debelini prodnega zasipa tam, kjer je v njegovi podlagi lapor ali glina; razločevanje proda od peščenjaka, litotamnijskega apnenca in konglomerata pa ni bilo zanesljivo.

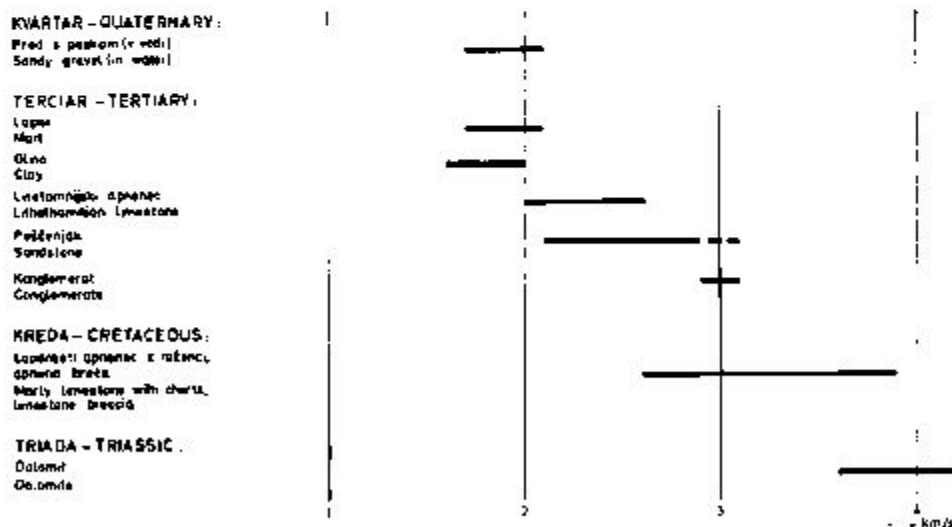
Obratno ni bilo z refrakcijsko seizmiko mogoče razlikovati proda od laporja in glin; količinsko smo seizmične sovsnice mogli vrednotiti na območju, kjer je pod prodom litotamnijski apnenec, peščenjak ali konglomerat, čeprav ločljivost tudi v tem primeru ni bila povsem zadovoljiva.

Po podatkih plitve refrakcijske seizmike smo napravili karto hitrosti longitudinalnega valovanja (sl. 6), ki je zelo podobna karti navidezne specifične električne upornosti. Nižjim vrednostim hitrosti ustreza poleg laporja in glin še prod, višjim pa litotamnijski apnenec, peščenjak in konglomerat ter kredni in triadni sedimenti. Kjer so razlike večje, kažejo prehodi med hitrostnimi območji na prelome, oziroma na prelomne cone. Geoelektrika in refrakcijska seizmika torej približno enako odražata litološke razmere v podlagi kvartarja.

Povzetek

Z geoelektričnim sondiranjem in profiliranjem po metodi navidezne specifične električne upornosti in s plitvo refrakcijsko seizmiko smo ugotovili, da je na večjem delu Čateškega polja kvartarni zasip debel 6 do 13 m, kar se ujema s podatki vrtanja. Raziskave so dalje pokazale, da sestoji terciarna podlaga kvartarja na večjem, vzhodnem delu Čateškega polja iz laporja, oziroma peščenega laporja, medtem ko je sestava manjšega, zahodnega dela bolj pestra; tu najdemo peščenjak, litotamnijski apnenec, konglomerat, glino in lapor.

Prehodi med geoelektrično niže in više upornostnimi območji ter med conami z različnimi seizmičnimi hitrostmi kažejo na prelome, ki omogočajo prodiranje tople vode iz globine. Vrtini V-13-72 in V-14-72, izvrtani v geofizikalno določenih prelomnih conah, sta bili pozitivni. Poudariti je treba, da se nahajata obe vrtini zunaj prejšnjega ožjega vrčnega območja.



Sl. 5. Hitrost longitudinalnega valovanja v nekaterih kameninah

Fig. 5. Compression wave velocities for some rocks



Sl. 6. Karta hitrosti longitudinalnega valovanja
Fig. 6. Compression wave velocity map

Sorazmerno plitva geofizikalna slika raziskovanega ozemlja kaže, da se termalni vodonosniki nedaleč od znanega vrelnega območja ali končajo, ali pa se spuste proti severovzhodu v večjo globino. Če velja slednje, kar je mogoče sklepati na podlagi izsledkov hidrogeoloških raziskav, bi bilo smotno nadaljevati z raziskovalnim vrтанjem od vrelnega območja proti severu, oziroma severovzhodu, kjer moremo pričakovati v večjih globlinah vodo z višjo temperaturo.

Geophysical Exploration of the Čatež Thermal Springs Area

Janez Lapajne

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

The results of geophysical exploration, carried out during 1970 and 1971 in the Čatež thermal springs area, are discussed. By electrical resistivity methods and by shallow refraction seismics the thickness of the Quaternary gravel deposits, as well as the lithological properties of the underlying beds were determined. Low resistivities and low longitudinal seismic velocities corresponded to marl or sandy marl and clay; high values mainly to Lithothamnion limestone, sandstone, conglomerate, and marly limestone with chert. Six shallow bore holes were drilled to check the results of the geophysical survey and to gather necessary geological information to avoid ambiguity in the geophysical interpretation. The most important result of the geophysical exploration, however, was the determination of faulted zones, where thermal water could rise from the bedrock. The results of drilling in the geophysically indicated faulted zones were very satisfactory.

In 1970 and 1971 the Geological Survey of Ljubljana surveyed the Čatež thermal springs area by geophysical methods. Resistivity sounding and profiling and shallow refraction seismics were used. The purpose of the detailed geophysical exploration was to determine the thickness of the Quaternary gravel deposits and to map several rock units of the underlying beds as a function of their physical properties, the emphasis being on the last.

To enable the interpretation the physical parameters of rocks, resistivity and seismic velocity were measured on the outcrops and on the bore-hole cores. The data are shown in Fig. 1 and Fig. 5. The shallow bore holes V-4/71, V-5/71, V-6/71, V-7/71, V-8/71, and V-9/71 were drilled to check the results of the geophysical survey and to gather necessary geological information to avoid the ambiguity in geophysical interpretation.

The geoelectrical sounding curves and refraction travel-time curves showed that Čatež field is covered by a 6 to 13 meters thick Quaternary gravel deposit, in a good accordance with the drilling logs. The interpretation of the geophysical profiles (Fig. 2) and maps (Figs. 3, 4, and 6) shows the lithological composition of the underlying rocks, and what is even more important, the zones of shattered rocks. Low resistivities correspond to marl or sandy marl and clay, high resistivities to Lithothamnion limestone, sandstone, conglomerate, and marly

limestone with chert. The geoelectric and seismic discontinuities indicate faulted zones being favourable for thermal water occurrences. The results of drilling in the geophysically indicated faulted zones (bore holes V-13/72 and V-14/72) were very satisfactory.

Literatura

Ivanković, J., Nosan, A. 1973, Hidrogenologija Cateških Toplic. *Geologija* 16, Ljubljana.

Lapajne, J. 1971, Geofizikalne raziskave na Cateškem polju v letih 1970—1971. Arhiv Geološkega zavoda, Ljubljana.

Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vreli v Sloveniji. *Geologija* 16, Ljubljana.

Električno sondiranje vzdolž trase avtomobilske ceste prek Ljubljanskega barja

Danilo Ravnik

Naciones Unidas, Cochabamba, Bolivia

Sondiranje po metodi navidezne specifične upornosti je imelo namen, določiti debelino mehkih kvartarnih sedimentov na barjanskem delu avtomobilske ceste Ljubljana—Vrhnika ter globino in oblikovitost trdne podlage. Terenske meritve je interpretiral avtor po metodi superpozicije in pomožnih točk ter primerjal relief kameninske podlage po podatkih vrtnja in geoelektrike. Na kratko je prikazal probleme, ki se pojavljajo pri interpretaciji električnega sondiranja in njihovo reševanje.

Uvod

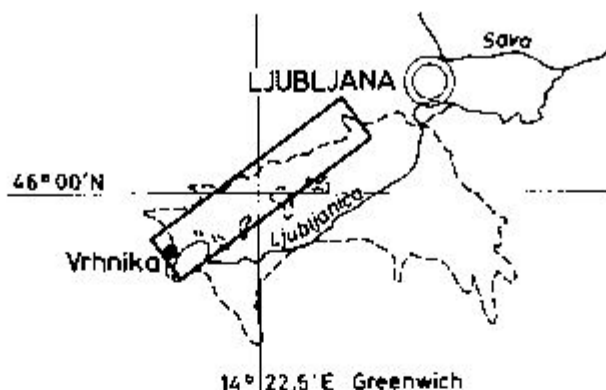
Da bi pomagali izbrati traso za barjanski del avtomobilske ceste St. Ilj—Nova Gorica, so geofiziki Geološkega zavoda Ljubljana leta 1967 na površini okoli 40 km² izmerili na 414 stališčih 434 električnih sond. Poleg tega je J. Lapajne za preiskavo korozivnosti tal izbrane trase izmeril še 24 električnih sond. Istega leta je bilo izvrtanih na tem delu barja okoli 40 vrtin, leta 1972 pa vzdolž izbrane trase še okoli 160 vrtin.

Trasa, opisana v tem članku, je bila z nekaterimi manjšimi odstopanji privzeta za avtomobilsko cesto, poteka pa v neposredni bližini stare ceste Ljubljana—Vrhnika.

Splošna geologija in hidrologija

Geološke in hidrološke podatke o severozahodnem delu Ljubljanskega barja in njegovega obrobja, kjer poteka trasa avtomobilske ceste Ljubljana—Vrhnika (sl. 1, tabla 1), sem prevzel po Zlobnikovem (1969) poročilu o hidrogeoloških razmerah v zahodnem in osrednjem delu Ljubljanskega barja. Dopolnil pa sem jih po Buserju (1969) in Pleničarju (1967 in 1970).

Barjanska kotlina je povečini zapolnjena s holocenskimi in pleistocenskimi jezerskimi, močvirskimi in rečnimi naplavinami, na obrobju pa z vršaji. Litološko so to šota, šotno blato, jezerski melj (polžarica), glina, peščena glina, pesek prod in gruč. Pod vrhnjimi šotnimi, meljnimi in glinastimi plastmi slede lahko-



Sl. 1. Položajna skica

Fig. 1. Location map

gnetna jezerska glina in glinasti melj ter bolj trda peščena glina. Med njimi so vložki močvirske organske gline in šote, ponekod peska in proda. Vzhodno od osamelca Plešivica prevladujejo peščenoprodne plasti.

Iz barjanske ravnine se dvigajo osamelci, zgrajeni iz triadnega dolomita in permokarbonskega, delno pa triadnega skrilavca. Majhen padec Ljubljance in njenih pritokov ter neprepustne površinske plasti povzročajo delno zamočvirjenost ozemlja. Dno barja sestoji iz istih kamenin kot njegovo obrobje in osamelci. Glavne tektonske črte na tem delu barja so mišjedolski, borovniški in viški prelom. Vsi ti in tudi manjši prelomi so važni za podzemeljski režim kraških voda.

V barjanskih sedimentih je več plasti s podtalno, ponekod arteško ali sub-arteško vodo. Te plasti so med seboj povečini ločene z neprepustnimi plastmi. Sicer pa je nivo podtalnice tik pod površjem. Podtalnica se nahaja pod pritiskom tudi v dolomitni podlagi. Apnenec ima razpoklinsko poroznost in je prepusten le, če je tektonsko razpokan. Permokarbonski sedimenti so neprepustni in ne vsebujejo podtalnice.

Električne upornostne meritve

Naiprej smo električno sondirali le trase, ki jih je predložil investitor, kasneje pa smo z meritvami pokrili vso površino med severozahodnim obrobjem barja ter južno dotikalnico osamelcev.

Pri konstrukciji geoelektričnega profila smo uporabili 93 električnih sond, ki razen redkih izjem leže znotraj stometrskega pasu s traso ceste kot osjo. Električno smo sondirali z enosmernim tokom in uporabili Schlumbergerjevo elektroodno razvrstitev. Razdalje med tokovnimi elektrodami so znašale 400 do 2000 m, med centri sond pa okoli 170 m. Elektroodne razvrstitve so bile razen redkih izjem zaradi terenskih možnosti v glavnem paralelne osi trase. V bližini električne železnice so bile meritve nekoliko motene, zato so rezultati tam manj zanesljivi.

Terenske krivulje sondiranja smo vrednotili po superpoziciji s teoretičnimi krivuljami in predvsem z metodo pomožnih točk. Vsaka sonda je bila interpretirana večkrat z upoštevanjem različnih geoelektričnih lastnosti kamenin, po-

sebnost pri sistemih s štirimi ali več plastmi. Za končno interpretacijo vsake sonde, ki predstavlja aritmetično sredino vseh najbolj verjetnih rešitev, je podan še relativni variacijski koeficient. Njegov račun se nanaša samo na določitev globine do predkvartarne podlage. Ta koeficient je izražen v procentu poprečne interpretirane globine do podlage in je odraz minimalne zanesljivosti interpretacije. Prave globine podlage se lahko gibljejo v teh mejah, lahko pa so odstopanja večja. Krivuljo relativnega variacijskega koeficienta dopolnjujejo tipi sond, ki smo jih pri interpretaciji privzeli kot najbolj verjetne.

Geoelektrični profil sestavljajo interpretirane debeline h in specifične upornosti geoelektrično različnih plasti (tabla 2, sl. 1). Skala pravih specifičnih upornosti je bila izbrana v geometričnem zaporedju 10, 30, 100, 300, 1000 in 3000 ohm.m, ki v glavnem tudi ustreza specifičnim upornostim litoloških enot tega ozemlja. Pri debelih plasteh so njihove upornosti v geoelektričnem profilu napisane, pri tanki površinski plasti pa smo jih izpustili, njihovo debelino pa označili s horizontalno črtico.

Relief kameninske podlage po podatkih vrtanja

Podatke za konstrukcijo reliefa predkvartarne podlage (tabla 2, sl. 2) smo vzeli iz geotehničnih profilov vrtin, ki so jih v letih 1967 do 1970 obdelali sodelavci geomehanskega oddelka Geološkega zavoda v Ljubljani F. Vidic, M. Marin in J. Ivankovič.

Uporabili smo le globino, kjer je vrtina zadela na predkvartarno podlago, ali pa njeno celotno globino, če vrtina ni dosegla podlage. Pri konstrukciji profila smo upoštevali 171 vrtin, od katerih so 103 dosegle predkvartarno podlago. Povprečna razdalja med vrtinami je znašala manj kot 100 m.

Iz vzdolžnih geotehničnih profilov trase smo prenesli v naš profil šoto, polzarico ter druge zemljine lahkognetne in židke konsistence kot skupno enotno plast s slabimi geomehanskimi lastnostmi. Ostali kvartarni sedimenti pa pripadajo zemljinam srednjegnetne in težkognetne konsistence ter prodni in peščeni glini. Prikazana je tudi litološka diferenciacija podlage v apnenec, dolomit, glinasti skrilavec in peščenjak. Nad profilom so narisane približne konture značilnih topografskih oblik obroboja, ki leže blizu trase avtomobilske ceste. Njihovo podaljšanje v barjanskem dnu potrjuje relief podlage po konstrukciji iz podatkov vrtin.

Vrtine nosijo poleg številčne tudi črkovno oznako. Zaradi enostavnosti smo črkovno oznako «B», ki je najbolj pogostna, opustili, ostale pa smo obdržali.

Geoelektrična interpretacija in primerjava s podatki vrtanja

Pri krivuljah upornostnega sondiranja na barju prevladujeta v bistvu osnovna naraščajoča tipa II in A. To kaže na višjo upornost podlage, ki sestoji iz apnenca, dolomita, glinastega skrilavca in peščenjaka. Na tej delno neprepustni podlagi leže nekonsolidirani jezerski in rečni sedimenti z nižjimi specifičnimi upornostmi; samo pri Kozarjah na severozahodnem delu profila se pojavljajo visokoupornostni peščenoprodni sedimenti. Določitev reliefa od četrtega cestnega kilometra dalje do konca profila je bila sorazmerno enostavna, raznere na začasnih štirih kilometrih pa so bolj komplicirane. Tu tvorijo podlago prevodne

kamenine, ki ponekod segajo tudi prek 200 m globoko; na primer med sondama 74 in 68. Običajno pa se na tem odseku javljajo kamenine visokih specifičnih upornosti le do 60 m globoko ter ponovno od globine 100 m, oziroma 220 m navzdol. Prve nedvoumno pripadajo meljnim peščenoprodnim usedlinam, druge pa naj bi ustrezale permokarbonskim kameninam. Njihove specifične upornosti (250 do 400 ohm. m) so namreč podobne vrednostim, ki smo jih izmerili na karbonskih izdankih. Na sondah 428, 429 in 430 so znašale 230 do 350 ohm. m. Kasneje je bilo ugotovljeno, da imajo tudi permokarbonske usedline nizke upornosti, če so preperete ali zdrobljene in so zato bolj vlažne kot običajno. To potrjuje večina vrtin, ki so te kamenine navrtale. Razlikovanje kvartarnih in paleozojskih kamenin je bilo posebno težko med sondama 75 in 288, kjer so na obliko manj izrazitih večplastnih krivulj sondiranja vplivale še motnje električne železnice. Pri končnem razlikovanju so bili zelo koristni podatki vrtin 108 in 115, ki sta edini na tem območju zadeli na permokarbonske plasti, in deloma nekoliko globlja vrtina G-8. Pri prvi interpretaciji leta 1967 smo preperete permokarbonske sedimente povečini prišteli h kvartarju.

Debelina teh »preperelih« permokarbonskih sedimentov je med sondama 74 in 69 precejšnja (povprečno 160 m), kar govori za tektonsko spremenjeno podlago. Po geološki karti to območje dejansko ustreza mišjedolskemu in delno viškemu prelomu. Podlaga pa tudi na ostalem delu profila ne tvori električno homogenega sredstva, temveč opazujemo variacije v njeni upornosti. Večina sond pa ni bila izmerjena do takih elektrodnih razmikov, ki bi bolj zanesljivo dopustili njihovo vrednotenje za večje globine. Cone znižanih specifičnih upornosti leže na več območjih in so posledica tektonike. Vsa ta anomalna področja se v glavnem skladajo z geološko predpostavljenimi tektonskimi črtami na barju.

V podlagi opazamo dvoje območij visokih specifičnih upornosti nad 1000 ohm.m. Prvo leži od km 14 dalje do konca profila, drugo pa predstavlja sorazmerno ozek pas med km 6 in 7. Samo za dopolnitev splošne slike je treba še omeniti visokoupornostne kamenine južno od našega profila med km 1,8 in 3, ki leže do 200 m globoko pa tudi več. Po svojih vrednostih ustrezajo apnencu in dolomitu.

Prva dva intervala specifičnih upornosti, 10 do 30 in 30 do 100 ohm.m, pripadata izključno kvartarnim sedimentom. Ker so verjetno ti sedimenti zasičeni s podtalnico, izvirajo razlike v njihovi upornosti predvsem iz litološke sestave. Podtalnica in površinske vode imajo na raziskanem ozemlju vrednosti med 15 in 35 ohm.m. Višje specifične upornosti povzročajo peščenoprodni sedimenti, medtem ko jih večja vsebnost melja in gline niža. Nanosi finih frakcij leže na območju med km 8,6 in 10,3 ter km 10,8 in 13,8. To se v glavnem ujema tudi z geomehansko neugodnimi zemljinami po sl. 2 (tabla 2). Vrednosti upornostnih intervalov med 300 in 3000 ohm.m. pripadajo samo predkvartarnim kameninam; nižje ustrezajo permokarbonskemu skrilavcu in peščenjaku, višje pa triadnim in jurskim apnencem in dolomitom. Vrednosti tretjega upornostnega intervala med 100 in 300 ohm.m. pa imajo peščno prodni kvartarni nanosi zahodnega dela profila pri Kozarjah in tektonsko spremenjene kamenine predkvartarne podlage.

Nad geoelektričnim profilom smo napisali tipe upornostnih sond, ki ustrezajo tri, štiri ali petplastnim sistemom. Krivulja sondiranja je tem bolj komplicirana čim bliže poteka trasa barjanskemu obrobju in nad tektonskimi conami. Varia-

cijski koeficient interpretiranih globin do predkvartarne podlage leži med nekaj procenti do $\pm 30\%$, povprečna vrednost za ves profil pa znaša $\pm 15\%$.

Povrjaje predkvartarne podlage po podatkih geoelektrike in vrtnanja (tabla 1, sl. 2) kaže nekatere razlike. Vseh razlik pa ne smemo imeti za napake. Po obeh načinih določena globina do podlage je prikazana s točko, povezujeva med točkami pa je konstruirana. Diference med obema reliefoma pri cestnih km 6,1, 7,7, 8,5, 10,4, 10,8, 12,1 in 13,5 so nastale zato, ker tam ni bilo geoelektričnih meritev. Obratni primer predpostavljamo lahko povsod tam, kjer ni bilo vrtin ali te niso dosegle podlage, razpolagamo pa z geoelektričnimi meritvami. Vzrok za nekatere razlike je tudi različna lokacija stališč vrtin oziroma sond. To je pomembno povsod tam, kjer se relief podlage hitro spreminja, npr. med km 7 in 8. Točna primerjava med lokacijami vrtin in sond je bila otežena tudi zaradi različnih topografskih osnov in načinov lociranja.

Iz krivulj sondiranja smo določili vrednosti vsote vseh vzdolžnih prevodnosti

$$\Sigma S = \sum_i \frac{h_i}{\rho_i};$$

če je bil naklon zadnjega dela krivulje manjši od 45° , smo upora-

bili določitev po Orellani (1966). Visoke vrednosti vzdolžnih prevodnosti kažejo na nizke filtracijske sposobnosti kvartarnih sedimentov (Plotnikov, 1972), ki jih opažamo nad vsemi poglobljenimi deli reliefa podlage od cestnega km 7 dalje. Na odseku do km 7 pa sta le dve področji slabih filtracijskih lastnosti med 0,7 do 1,2 km ter med 1,5 in 2 km. Vsa ostala področja pripadajo kameninam z višjo filtracijo. Vendar moramo dodati, da na vrednosti vzdolžnih prevodnosti vpliva tudi oblika reliefa neprepustne podlage.

V glavnem je dala interpretacija geoelektričnih podatkov nekoliko večje globine kot vrtnanje. V električnem smislu kaže to na postopen prehod kvartarnih sedimentov prek preperela ali zdrobljene podlage v bolj kompaktno kamenino. To na več krajih potrjujejo tudi vrtine. Opažamo pa, da se tudi manjše razlike v reliefu podlage, določene z geoelektriko, zadovoljivo ujemajo z dejanskim stanjem. Prisotnost ozkega dolomitnega grebena pri Sinji gorici se dá razložiti z zelo razčlenjeno podlago na obrobju tega osamelca. Od petih vrtin (35, 36, 90, 91 in 182) na 100 m dolgem odseku trase ga je našla samo ena (36), vse druge pa so naletele na podlago šele globlje od 30 m. Tudi električna sonda 213 blizu vrtine 36 sploh ni registrirala dolomita, ležečega samo dober meter globoko. Bila je izmerjena pravokotno na smer predpostavljenega grebena v podlagi. To je največje nesoglasje v globini podlage, dobljene po obeh metodah.

Gostota sondiranja je bila majhna. Iz primerjalnih diagramov na sl. 2 (tabla 1) vidimo, da bi bilo treba vsaj ponekod obstoječo razdaljo 170 m med sondami zmanjšati. Zelo koristno bi bilo trase najprej upornostno kartirati, kar bi zagotovo signaliziralo vse morebitne anomalije blizu površja in bolj ustrezno usmerjalo kasnejše sondiranje.

Oblikovitost podlage imamo v našem profilu vsaj ponekod dobro določeno. Zato lahko primerjamo tudi valovitost podlage po podatkih vrtnanja in geoelektrike. Največje odstopanje od povprečne globine podlage je znašalo po rezultatih elektrike in po podatkih vrtnanja okrog 10 m. Na tekoči kilometer profila sta prišli popročno nekaj manj kot dve vzpetini in dva jarka, globina podlage pa je znašala 12 do 40 m. Samo pri geoelektrično določeni podlagi so znašala odstopanja

od poprečne globine okrog 18 m v globini 27 do 80 m pri nekaj več kot eni vzpetini in jarku na kilometer. Razmerje med dolžino ene vzpetine in pripadajočega jarka je v obeh primerih skoraj enako. Iste vrednosti smo našli tudi pri reliefu na obrobju barja. Iz tega sledi, da je bila oblikovitost podlage lahko določena še v globinah, ki so bile 2 do 10 krat večje od največjega odstopanja od poprečne globine. Na njeno določitev vpliva tudi kontrast specifičnih upornosti med podlago in na njej ležečimi kameninami. V našem primeru je znašal 2 za skrilavo permokarbonsko podlago, za apneno-dolomitno mezozojsko podlago pa 20.

Interpretacija električnega sondiranja

Interpretacija je najbolj važen pa tudi najtežji del metode sondiranja navidezne specifične upornosti. Njene osnove leže v teoretičnih odnosih med vzorčevanjem navidezne specifične upornosti na zemljskem površju in porazdelitvijo električno različnih plasti pod njo. Matematično predstavlja to zvezo Stefanescujev integral, ki je ena od osnovnih funkcij geoelektrične prospekcije (Stefanescu in M. Schlumberger, 1930). Te odvisnosti so nam znane in so teoretično recipročne. V praksi je sicer lahko izračunati krivuljo navideznih specifičnih upornosti s privzetimi parametri, obratna naloga, ki nam jo praksa vedno postavlja, pa ima veliko različnih rešitev. Iz navideznih specifičnih upornosti, vzorčenih le na nekoliko mestih in z nezadostno natančnostjo, ni mogoče določiti pravih geoelektričnih parametrov h in ρ , ki so tak potek krivulje povzročili. Drugo osnovno funkcijo geoelektrične prospekcije prikazuje Dar Zarroukova

krivulja (Maillet, 1947) s parametrom vzdolžne enote prevodnosti $S_i = \frac{h_i}{\rho_i}$ in prečne enote upornosti $T_i = h_i \cdot \rho_i$. Pri analizi podatkov sondiranja nam ta funkcija bolj nazorno podaja geoelektrično situacijo kot samo parametra h in ρ .

V vsej uporabni geofiziki in tudi pri upornostnem sondiranju sta dve možnosti interpretacije: direktna in indirektna. Pri prvi skušamo neposredno določiti geoelektrične parametre iz terenskih podatkov vzorčevanja. Nasprotno pa pri indirektni metodi dobimo rezultat s primerjanjem terenske krivulje z ustrezno teoretično krivuljo znanih parametrov. Pri eni kot drugi pa moramo imeti neko koncepcijo o geometričnih in upornostnih razmerah sistema, ki ga želimo analizirati. Ta je vedno idealizirana, in čim bližja je dejanskemu stanju, tem bolj je njena interpretacija uporabna. Ne glede na kvaliteto približka pa tako pri ročni kot avtomatski interpretaciji predstavljajo največjo oviro integralnost metode, princip ekvivalence in zastiranja ter električna anizotropija (Maillet, 1947; Kalenov, 1957; Kunetz, 1966; Koefoed, 1969; Orellana, 1972). Zato nam sonda brez prejšnjih geoloških informacij ali vrtanja navadno dá različne rezultate majhne praktične vrednosti. Nasprotno pa sondiranje vzdolž profilov geološko raziskanih področij lahko zelo reducira ali celo eliminira mnogoličnosti interpretacije.

Vse interpretacije so bile osnovane na nekaterih poenostavitvah, ki morajo biti vsaj približno izpolnjene. Te so: horizontalne plasti ter njihova električna izotropnost in homogenost. Zato je geoelektrično sondiranje najuspešnejše na mladih sedimentnih področjih, kjer podtalnica še izboljša približek k poenostavitvam.

Za geoelektrični opis horizontalno plastovitega sistema, ki ga sestavlja n električno različnih plasti, je potrebno $2n-1$ geoelektričnih parametrov, to je debelin plasti in njihovih upornosti. Od tega števila moramo z interpretacijo in drugimi informacijami določiti $2n-3$ parametrov. Interpretacija se opira na obliko upornostnih sond. Značilne oblike krivulj, kot so ekstremi, infleksije in asimptote ter njihove kombinacije, odražajo geoelektrično sestavo tal kot zaporedja plasti raznih parametrov. Pri sistemu z n plastmi je možnih 2^{n-1} različnih kombinacij upornostnih parametrov, ki jih označujemo kot tipe krivulj. Za interpretacijo so posebno važni vsi štirje tipi triplastnega sistema A , H , K in Q , ki obenem predstavljajo osnovne elemente za nomenklaturu kakršnekoli upornostne sonde. Iz integralnosti metode sledi važen sklep, da morajo debeline plasti, ki jih želimo identificirati z interpretacijo, z globino hitreje naraščati kot po aritmetičnem zaporedju. Obenem pa morajo biti zadosti veliki tudi kontrasti specifičnih upornosti med plastjo ter njeno talnino in krovino.

Iz vseh teh razlogov vidimo, da podatki električnega sondiranja ne zadoščajo za enolično interpretacijo in jih moramo dopolniti z drugimi informacijami. Pogosto zelo koristijo preiskave morfologije krivulj sondiranja in uporaba korelacijske tehnike (Anstey, 1964; Habberjam, 1970).

Sondiranje po metodi navidezne specifične upornosti se uporablja že dobrih petdeset let. Za empiričnimi metodami vrednotenja so se kmalu pojavili poskusi matematično in fizikalno utemeljenih interpretacij. Prvi eksaktni prijem indirektna interpretacije je bila metoda superpozicije (Roman 1931), katere bistvo je bila primerjava terenske krivulje z ustreznim izračunanim modelom, oba pa sta prikazana v bilogaritmičnem merilu.

Sisteme z več kot tremi plastmi je mogoče reševati s postopno redukcijo dveh plasti v eno. Ta in dve naslednji plasti nam dajo zopet triplastni sistem, ki ga primerjamo z enim od osnovnih tipov H , K , A ali Q . To je metoda pomožnih točk, ki se je od vseh indirektnih metod najbolj obnesla v praksi (Hummel, 1929; Ebert 1942; Maillat, 1947; Cagniard, 1953; Dahnov, 1953; Kalenov, 1957; Lasfargues, 1957; Koefoed, 1960; Zohdy, 1965; Orellana in Mooney, 1966 in drugi).

Metodo superpozicije in metodo pomožnih točk smo uporabili tudi v našem primeru. To je edina interpretacijska metoda, ki ima prednost pri raziskavah manjšega obsega. Primerna je za raziskovalne terene, oddaljene od računskih centrov. Uporabna je kot predhodnica direktni interpretaciji ter je dostopna vsem manjšim geofizikalnim organizacijam, ki nimajo svojih računalnikov. Edini pogoj je, da razpolagamo s čimbolj izpopolnjeno zbirko modelnih krivulj, predvsem triplastnih.

Francozi so že v letih 1933—36 izračunali prve triplastne sisteme, publicirali pa so jih mnogo kasneje (La Compagnie Générale de Géophysique, 1955 in 1963). Sovjetski instituciji Vsesoi (Vsesojuznyj geologičeski institut) in GSGT (Gosudarstvennyj sojuznyj geofizičeskij trest) sta jih deloma dopolnjene izdali prvič že pred francoskim izidom. Najbolj popolni publicirani zbirki triplastnih krivulj pa predstavljata atlasa Orellana in Mooney (1966) ter nizozemskega Rijkswaterstaata (1969). Vse te krivulje so računane za Schumbergerjevo elektrodno konfiguracijo in za 12 do 14 različnih debelin druge plasti.

V parametričnem diagramu na sl. 2 smo prikazali vse publicirane triplastne sisteme po njihovih relativnih parametrih specifičnih upornosti $\mu_2 = \frac{\rho_2}{\rho_1}$ in $\mu_3 = \frac{\rho_3}{\rho_1}$. Skupno je to okoli 290 triplastnih familij krivulj Schumbergerjeve

razvrstitve. Zaradi preglednosti ponovitev nismo prikazali. Ravna diagrama je razdeljena v osem oktantov. V prvem in petem sta tipa krivulj A in Q, ostalih šest oktantov pa pripada tipoma K in H. Za vse vrednosti μ_2 , ki so večje ali manjše od 1, so dvoplastni sistemi zbrani na premicah $\mu_2 = 1$ in $\mu_2 = \mu_3$. Premici razdelita diagram na štiri sektorje, ki ustrezajo osnovnim triplastnim sistemom. Krivulje tipov z upornostjo podlage, ki je ali neskončno velika ali neskončno majhna, leže na premicah, paralelnih ordinati, kot je označeno na levi in desni strani slike. Diagram kaže, da leži večina izračunanih krivulj, ki jih pri interpretaciji največ uporabljamo, med vrednostmi parametrov μ_2 in $\mu_3 = 0,01$ in 100. Da bi zadostili vsem primerom iz prakse, bi potrebovali okrog dvakrat več krivulj, kot jih kaže diagram.

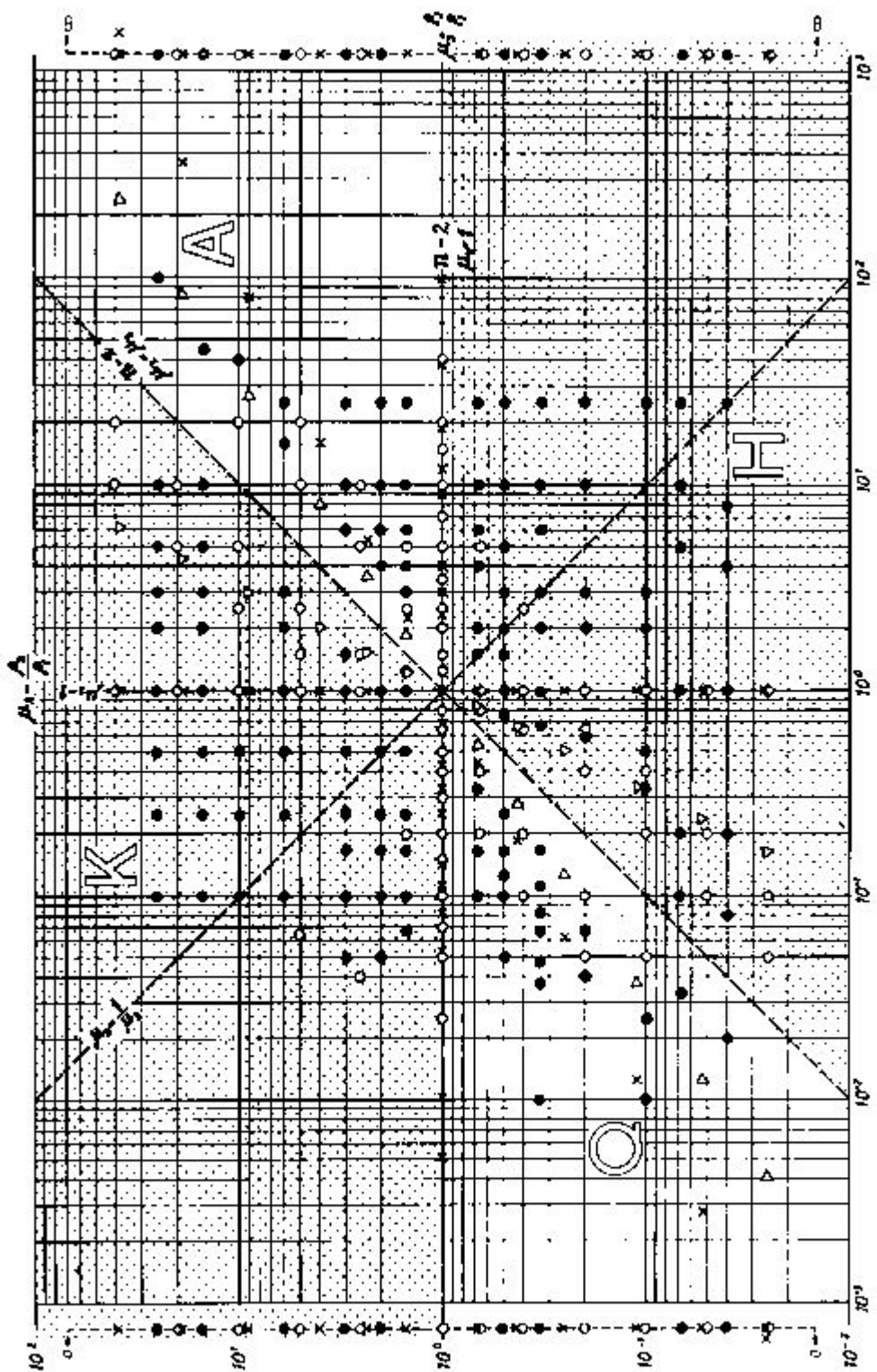
Večje geofizikalne organizacije imajo za svoje potrebe še dosti obsežnejšo zalogo teoretičnih krivulj, kot jih je bilo publiciranih doslej. Vsakdo, kdor se ukvarja z indirektno metodo interpretacije upornostnega sondiranja, vedno znova ugotavlja pomanjkanje zadostnega števila triplastnih krivulj. Med obstoječimi izračunanimi familijami krivulj so »luknje«, katerih ne moremo zadovoljivo premostiti samo z interpolacijo. Tedaj si je treba manjkajoče krivulje izračunati. Za to je izhodišče zopet Stefanescujev integral. Tako so jih računali C. G. G. (1955), Flathe (1955), Mooney-Wetzel (1956), van Dam (1965), Orellana in Mooney (1966), Deppermann (1973) in z uporabo linearnega filtra Ghosh (1971a). Račun se izvede z računalniki, nekateri načini (Flathe, van Dam, Ghosh) pa so prirejeni tudi za računanje z enostavnejšimi pripomočki. Vendar te »ročne« metode le niso tako enostavne, hitre in vsestransko uporabljive, kot bi želeli.

Empirične in indirektno metode rešujejo interpretacijske probleme le približno in z znatno uporabo časa. Konceptija direktne interpretacije je obljubljala več, vendar zaradi kompliciranega računanja ni našla uporabe, dokler ji ni v zadnjih desetih letih odprla vrata v prakso hitra računalniška tehnika.

Danes lahko hitro dobimo najpopolnejše aproksimacije poteka navideznih specifičnih upornosti, ki jih vzorčujemo na terenu, problem pa je njihova kore-

Sl. 2. Parametrični diagram računanih triplastnih sistemov
Fig. 2. Parametric diagram of precalculated three layer systems

- Rijkswaterstaat (Van Dam, Meulenkamp)
- Mooney, Orellana
- x La Compagnie Générale de Géophysique
- △ Gosudarstvennyj sojunzjy geofizičeskij tres:
- n število plasti
- number of layers
- specifična upornost
- ρ resistivity
- A, K, H, Q tipi krivulj
- types of the curves



lacija z geološkim modelom. Tu naletimo na ovire, ki nam jih postavlja poleg integralnosti metode, principa ekvivalence in zastiranja ter anizotropije še neskladnost interpretacijske koncepcije z razmerami v naravi. Popolna skladnost terenske upornostne krivulje z avtomatsko dobljeno sliko njene interpretacije je sicer potreben, ne pa že zadosten pogoj pravilne rešitve. V zadnjih letih se je pojavila vrsta raznih direktnih in poldirektnih metod z različnimi zanimivimi pristopi glede čim boljšega približka k enolični rešitvi. Nekaj jih bomo našli kronološko, kakor so se pojavljale: Koefoed (1965a, b, 1968); Kunetz-Rocroi (1970); Szaraniec (1970); Lee (1972); Lee-Green (1973); Inman, Jisoo Ryu, Ward (1973); Ghosh (1971b); Marsden (1973).

Množica raznih metod jasno dokazuje pospešen razvoj direktnih interpretacijskih metod v zadnjih letih na ozkem področju uporabne geofizike, kot ga predstavlja sondiranje specifičnih upornosti. Bodočnost uporabne geofizike je odvisna v glavnem od njene učinkovitosti in preciznosti interpretacije. Za oboje so nam porok tako analogna računalna kot digitalni računski stroji. Sorazmerno hitro dobljene terenske podatke je treba pravočasno in zadosti natančno razložiti. To je naloga kvantitativne interpretacije, posebno direktne, ki pa zaenkrat še zastaja za merilno tehniko. Vendar tako kalkulator kot računalnik opravljata obsežno računsko delo, ki ročni obdelavi ni dostopno. Računalniško obravnavanje geofizikalnih podatkov in raznih dopolnilnih informacij dá razne verjetne rešitve, med katerimi mora interpretator sam določiti najustreznejšo.

Povzetek

Na 15,5 km dolgi trasi bodoče avtomobilske ceste med Ljubljano in Vrhniko smo izvedli električno upornostno sondiranje, da bi določili globino trdne podlage. Trasa ceste poteka v glavnem po obrobju Ljubljanskega barja, ki sestoji iz geomehansko neugodnih kvartarnih usedlin različnih debelin (tabla 1, sl. 1). Delno pred meritvami, predvsem pa kasneje je bilo po tej trasi ali v njeni neposredni bližini izvršanih 171 vrtin, od katerih so 103 dosegle predkvartarno podlago.

Terenske podatke je avtor interpretiral po metodi superpozicije in pomožnih točk ter primerjal oblikovitost trdne podlage, dobljene z geoelektričnim sondiranjem in vrtanjem. Skladnost med njima je zadovoljiva kljub neugodnim razmeram zaradi bližine heterogenega obroba barja in težav pri ločitvi kvartarnih usedlin od preperelih ali tektonsko spremenjenih permokarbonskih kamenin. Variacijski koeficient globin do predkvartarne podlage po geoelektriki (tabla 2, sl. 1) je ocenjen s približno $\pm 15\%$, kar odraža tudi minimalno zanesljivost interpretacije. Odstopanja so vidna iz grafične primerjave med podlago, določeno električno, in z vrtanjem na sl. 2 (tabla 1). Odstopanja izvirajo iz prereditve izmerjenih električnih sond, razlike v stališčih električnih sond in vrtin ter lokacijskih netočnosti, delno pa so posledica teoretičnih možnosti metode same.

Valovitost podlage je avtor določil v globinah, ki so dva do desetkrat večje od največjega odstopanja od poprečne globine podlage, ki je znašala okrog 10 m. Na tekoči kilometer trase odpadeta po ena ali dve taki vzpetini in jarka.

Geoelektrično sondiranje je dalo tudi nekatere anomalije, ki so posledica tektonike. V geoelektričnem profilu se jasno izraža mišjedolski prelom, manj

izrazite, toda še vedno jasne so tudi druge tektonske črte, ki jih predpostavljajo geologi.

Iz terenskih krivulj sondiranja je avtor določil vrednosti vsote vseh vzdolžnih prevodnosti S . Visoke vrednosti na zahodni polovici trase od Loga dalje so vedno nad poglobljenimi deli podlage in kažejo na nizke filtracijske sposobnosti sedimentov. Razen manjših območij takih lastnosti na vzhodni polovici trase pa imajo vsi drugi kvartarni sedimenti višjo filtracijo. Na te vrednosti pa nekoliko vpliva tudi oblikovitost podlage.

Pri geoelektričnih meritvah na barju in drugje je treba v bodoče najprej kartirati po metodi navideznih specifičnih upornosti, v primerih podobnosti električnih lastnosti kamenin pa uporabiti še refrakcijsko seizmiko. Slednja naj bi dopolnjevala geoelektrične meritve povsod tam, kjer postane mnogoličnost električne interpretacije tako velika, da se ne moremo približati uporabnemu rezultatu. Sicer neodvisni metodi pa se istočasno še kontrolirata.

Resistivity Sounding Survey along the Route of the Motorway across the Ljubljansko Barje

Danilo Ravnik

Naciones Unidas, Cochabamba, Bolivia

Along the route of the motorway St. Ilj—Nova Gorica a resistivity survey was carried out in the 15.5 km long section between Ljubljana and Vrhnika across the Ljubljana Moor. The aim of this investigation was to help in the selection of the best location of the highway, regarding the thickness of soft clayey deposits and the depth of the bedrock. The method of auxiliary point method was applied for the interpretation of resistivity soundings. The results of 23 soundings and data from 171 boreholes were used for the construction of the two cross sections along the selected route. The correspondance between them was satisfactory. All geologically supposed tectonic lines in the bedrock were confirmed by geophysics. In a short review, the auxiliary point method and direct interpretation techniques are discussed.

In the year 1967 several routes for the new motorway St. Ilj—Nova Gorica between Ljubljana and Vrhnika across the Ljubljana Moor were proposed for the research. A resistivity sounding survey was carried out along some of them with the aim to help in the selection of the best location, regarding the thickness of soft clayey sediments and the depth to the bedrock. Later this in-line investigation was extended to the area of about 40 km², comprising about 440 resistivity soundings. The Schlumberger array with current electrode distances up to 2 km was used.

Partly before the execution of geophysical measurements and especially during the last few years, an intensive drilling program was fulfilled close to the selected route of the highway.

The Ljubljana Moor is a tectonical depression in the zone of inner Dinarides, filled up with predominantly Holocene and Pleistocene deposits of lacustrine, moor, and fluvial origine with alluvial fans in the marginal parts. Lithologically they represent different clays, silt, sand, gravel, rubble, and peat. Many-storey aquifers are usually intercalated in a predominantly clayey material with artesian or subartesian water; but also the dolomite bedrock is water-bearing. The surrounding rocks as well as the island hills in the moor are composed of Permian and Carboniferous shale and sandstone, and of Triassic and Jurassic limestone, dolomite, and shale. Numerous fractures cross the moor in different directions, which are important for the karst groundwater system.

For the interpretation of resistivity sounding data the methods of superposition and auxiliary point method were applied. As the result of field work, a map of bedrock configuration was prepared.

In this paper the cross section along the selected 15,5 km long route of the future motorway across the Ljubljana Moor is analysed (Plate 1, fig. 1). It was constructed on the base of the interpretation of 93 resistivity soundings (Plate 2, fig. 1). For comparison, data from 171 boreholes offered the base for another construction of the bedrock topography along the same line (Plate 2, fig. 2). Unfortunately, only 103 boreholes reached the pre-Quaternary bedrock and especially the first four kilometres of the route are practically without a direct bedrock control.

Correspondance between both ways of determination is satisfactory (Plate 1, fig. 2). Several deviations originate from lower density of resistivity soundings in comparison to that of boreholes (93 soundings versus 171 boreholes), and in different locations of boreholes and soundings, but they represent also theoretically limited resolution power of the method itself. The geoelectrically interpreted depths to the bedrock have in an average a variation coefficient of $\pm 15\%$, what represents also the minimum reliability of the interpretation.

The scale of true resistivities corresponds very good with the lithological and stratigraphical units of the investigated area. Thus, the values between 10 and 100 ohm. m belong exclusively to the Quaternary fill of the moor depression, whereas the intervals within 300 to 3000 ohm.m are related to all pre-Quaternary sediments of the bedrock. The intermediate interval 100-300 ohm. m covers only coarse sandy and gravely Quaternary deposits in the Kozarje region (fault zone) and the disturbed pre-Quaternary rocks of the bedrock.

The bedrock undulations were determined to the depths, which are two to ten times higher then the maximum departure of the bedrock from its average depth on the spot of a certain undulation. These departures were in the order of ten metres. One kilometer of the route crossed one to two of such undulations. Regarding the determination of undulations also the resistivity contrast between the bedrock and Quaternary overburden is important. This amounts in this area from two to twenty.

Although the main problem was to determine the depth of the bedrock, we succeeded also to confirm all geologically established fracture zones in the bedrock.

At the end a short review of different interpretation techniques for resistivity sounding is discussed. The theoretical limitations of the interpretation principles, such as the integral character of the resistivity method, the principles of anisotropy, equivalence, and suppression represent a serious limitation of the

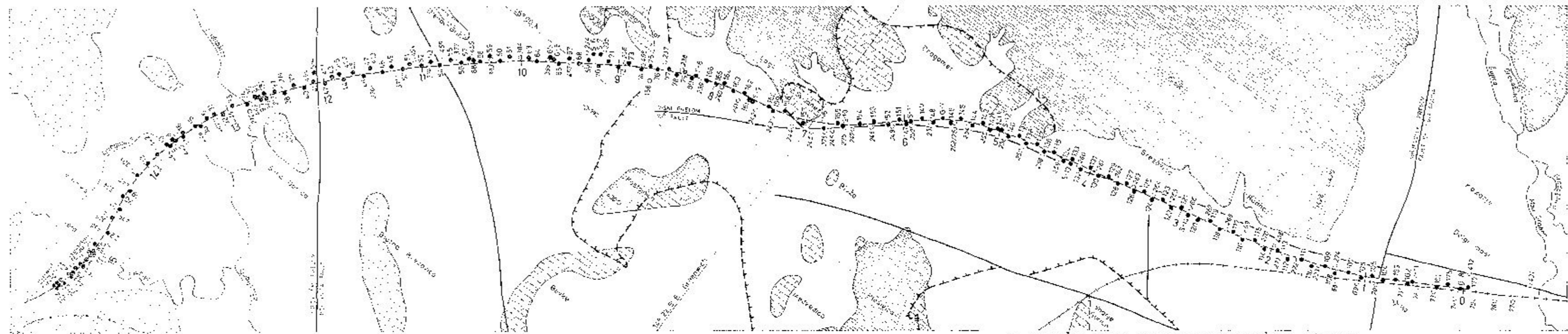


Fig. 1 GEOLOGICAL MAP SHOWING THE DISTRIBUTION OF BOREHOLES AND RESISTIVITY SOUNDINGS ALONG THE ROUTE OF MOTORWAY LJUBLJANA - VRHNIKA

Fig. 1 GEOLOGICAL MAP SHOWING THE DISTRIBUTION OF BOREHOLES AND RESISTIVITY SOUNDINGS ALONG THE ROUTE OF MOTORWAY LJUBLJANA - VRHNIKA

Tab. 1
Prilož. I

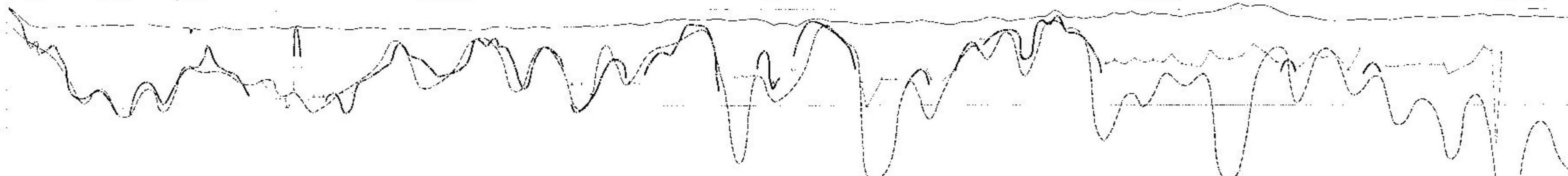
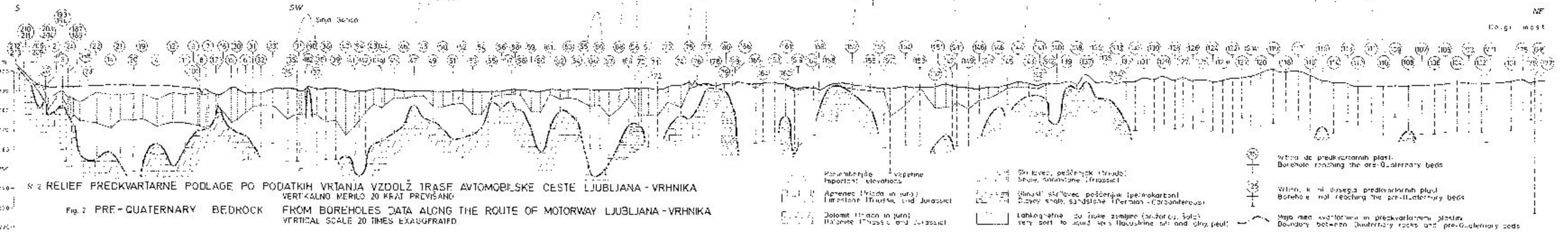
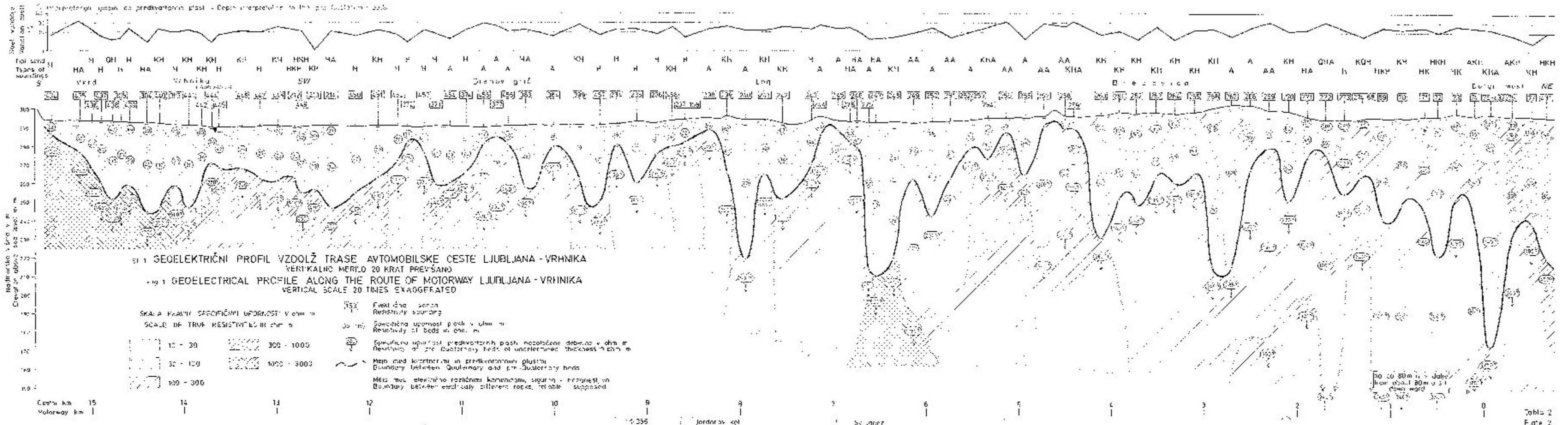


Fig. 2 PRIMERJAVA POVRŠJA PREDKVARTARNE PODLAGE PO PODATKIH GEOELEKTRIKE IN VRTANJA VZDOLJ TRASE AVTOMOBILSKE CESTE LJUBLJANA - VRHNIKA
VERTIKALNO MERILO 20 KRAT PŘEVIŠANO

Fig. 2 COMPARISON OF THE SURFACE OF PRE-QUATERNARY BEDROCK BETWEEN GEOELECTRICAL RESULTS AND BOREHOLE DATA ALONG THE ROUTE OF MOTORWAY LJUBLJANA - VRHNIKA
VERTICAL SCALE 20 TIMES EXAGGERATED



unequivocal determination of the results. More interest is devoted to the auxiliary point method which is at present mostly applied interpretation method in practice. The basic condition of a reliable interpretation, using this method lies in a sufficient collection of precalculated model curves. This is illustrated in the parametric diagram of all published three-layer sounding curves in relation to their resistivity contrasts (fig. 2).

Development of direct interpretation methods promises to give some impetus to new ideas and interpretation conceptions combined with better resolution power. The rapid propagation of computer techniques and the availability of small sized computers enables their utilization also for small geophysical organizations, although the role of the interpreter is still indispensable in the final selection of computer solved results.

Literatura

- Anstey, N. A. 1964, Correlation techniques - A review, *Geophysical Prospecting*, vol. 12, str. 355—382, The Hague.
- Cagniard, L. 1953, La prospection géophysique des eaux souterraines. Colloque d'Ankara sur l'hydrologie de la zone aride. UNESCO, str. 184—190, Ankara.
- Buser, S. s. sodelavci 1969, Osnovna geološka karta SFRJ, list Ribnica. M 1:100.000, Beograd.
- Compagnie Générale de Géophysique, 1963, Master curves for electrical sounding, 2nd revised edition, E.A.E.G., The Hague.
- Dahnov, V. N. 1953, Električeskaja razvedka neftjanyh i gazovyh mestoroždenij. Gostoptehizdat, Moskva.
- Deppermann, K. 1973, An interpretation system for geo-electrical sounding graphs, *Geophysical Prospecting*, Vol. 21, str. 424—463, The Hague.
- Ebert, A. 1942, Grundlagen zur Auswertung geoelektrischer Tiefenmessungen. Beitr. z. angew. Geophysik, Bd. 10, str. 1—17.
- Flathé, H. 1955, A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media. *Geophysical Prospecting*, vol. 3, str. 268—294, The Hague.
- Flathé, H. 1974, Comment on "The automatic fitting of a resistivity sounding by geometrical progression of depths". *Geophysical Prospecting*, vol. 22, str. 176—180, The Hague.
- Ghosh, D. P. 1971 a, The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophysical Prospecting*, vol. 19, str. 192—217, The Hague.
- Ghosh, D. P. 1971 b, Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, vol. 19, str. 769—775, The Hague.
- Habberjam, G. M. 1970, The association of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, vol. 18, str. 199—214, The Hague.
- Hummel, J. N. 1929, Der scheinbare spezifische Widerstand. *Zeitschrift für Geophysik*, Bd. 5, str. 89—104.
- Inman, J. R., Jisoo Ryu, Ward, S. H. 1973, Resistivity inversion. *Geophysics*, Vol. 38, str. 1068—1108, Tulsa.
- Kalenov, E. N. 1957, Interpretacija krivyh vertikalnogo električeskogo zondirovanija. Gostoptehizdat, Moskva.
- Koefoed, O. 1960, A generalized Cagniard graph for the interpretation of geoelectrical sounding data. *Geophysical Prospecting*, vol. 8, str. 459—469, The Hague.
- Koefoed, O. 1965 a, A semi-direct method of interpreting resistivity observations. *Geophysical Prospecting*, vol. 8, str. 259—282, The Hague.
- Koefoed, O. 1965 b, Directed methods of interpreting resistivity observations. *Geophysical Prospecting*, vol. 13, str. 588—591, The Hague.

- Koefoed, O. 1968, The application of the kernel function in interpreting geoelectrical resistivity measurements. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Koefoed, O. 1969, An analysis of equivalence in resistivity sounding. *Geophysical Prospecting*, vol. 17, str. 327—335, The Hague.
- Kunetz, G. 1966, Principles of direct current resistivity prospecting. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Kunetz, G., Rocroi, J. P. 1970, Traitement automatique des sondages électriques. *Geophysical Prospecting*, vol. 18, str. 157—198, The Hague.
- Lasfargues, P. 1957, Prospection électrique par courants continus. Masson, Paris.
- Lee, T. 1972, A general technique for the direct interpretation of resistivity data over two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, vol. 20, str. 847—859, The Hague.
- Lee, T., Green, R. 1973, A method for the direct interpretation of electrical soundings made over a fault or dike. *Geophysics*, vol. 38, str. 762—770, Tulsa.
- Mallett, R. 1947, The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics*, vol. 12, str. 529—558, Tulsa.
- Marsden, D. 1973, The automatic fitting of a resistivity sounding by a geometrical progression of depths. *Geophysical Prospecting*, vol. 21, str. 286—289, The Hague.
- Mooney, H. M., Wetzel, W. W. 1956, The potentials about a point electrode and apparent resistivity curves for a two-, three- and four-layered earth. Minneapolis. University of Minnesota Press.
- Orellana, E., Mooney, H. M. 1966, Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures. Interclencia, Madrid.
- Orellana, E. 1972, Prospección geoelectrica en corriente continua. Paraninfo, Madrid.
- Pleničar, M. s sodelavci, 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, M 1:100.000, Beograd.
- Pleničar, M. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Postojna, Beograd.
- Plotnikov, N. I. redaktor 1972, Metody geofiziki v gidrogeologii i inženernoj geologii. Nedra, Moskva.
- Ravnik, D., 1965, Geoelektrične raziskave na Ljubljanskem barju. *Geologija*, 8 knjiga, str. 80—91.
- Rijks waterstaat, The Netherlands, 1969, Standard graphs for resistivity prospecting. E.A.E.G., The Hague.
- Roman, I. 1931, How to compute tables for determining electrical resistivity of underlying beds and their application to geophysical problems. U.S. Dep. of Commerce, Bureau of Mines, Technical Paper 502, str. 1—44.
- Szaraniec, E. 1970, Interprétation directe des courbes de sondage électrique et le problème de différents dispositifs de mesure. *Geophysical Prospecting*, vol. 18, str. 1—13, The Hague.
- Szaraniec, E. 1970, La résistivité apparente comme transformation linéaire du potentiel et la transformation inverse. *Geoph. Prospecting*, vol. 18, str. 818—825, The Hague.
- Stefanescu, S. et Schlumberger, C. & M. 1930, Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. *Le Journ. de Phys. et le Radium*, VII, p. 132—140.
- Van Dam, J. C. 1965, A simple method for calculation of standard-graphs to be used in geo-electrical prospecting. *Geophysical Prospecting*, vol. 13, str. 37—65, The Hague.
- Zohdy, A. A. R. 1965, The auxiliary point method of electrical sounding interpretation, and its relationship to the Dar Zarrouk parameters. *Geophysics*, vol. 30, str. 644—660, Tulsa.
- Zlebnik, L. 1969, Poročilo o hidrogeoloških razmerah v zahodnem in osrednjem delu Ljubljanskega barja. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

Geofizikalne raziskave vodonosnikov v Sloveniji

Geophysical Exploration of Aquifers in Slovenia

Janez Lapajne

Geološki zavod Ljubljana

Na kratko so podani izsledki in problemi raziskav prodnatih in peščenih vodonosnikov v Savinjski dolini, na Krško-brežiškem polju in na Iškem vršaju ter kraškega vodonosnika Malni. Nadalje obravnava članek vodonosnik mineralne vode v Rogaški Slatini ter vodonosnike termalne vode v jugovzhodni Sloveniji. Prikazana je uporabnost, smotrnost in koristnost različnih površinskih metod uporabe geofizike: geoelektrike, refrakcijske seizmike, magnetometrije in gravimetrije. Večina opisanih raziskav je bila preverjena z vrtanjem in jih je zato mogoče dokaj stvarno ovrednotiti; v glavnem je bil geofizikalni prikaz hidrogeoloških razmer potrjen z vrtanjem.

The paper deals with geophysical exploration of aquifers of fresh, mineral and thermal water in Slovenia during 1970—1975 performed by the Geological Survey Ljubljana. After the general discussion some case histories are shortly described. The results of the geophysical investigations of gravel and sand aquifers of Savinja valley, Krško-Brežice field and of the Iška alluvial fan, of the karst aquifer Malni near Postojna, of the aquifer of mineral water Rogaška Slatina and of the aquifers of thermal water in south-eastern Slovenia are interpreted. The applicability, suitability and usefulness of some electrical methods, shallow refraction seismics, gravity and magnetic survey are given. Only surface methods are treated. Greater part of these investigations had been already tested with bore-holes, therefore an objective evaluation of the exploration methods and interpretation was possible. Geophysical suppositions and preestimated parameters are in a good agreement with boring results.

Uvod

Oddelk za geofiziko Geološkega zavoda Ljubljana že več kot dvajset let uvaja geofizikalne metode na raznih področjih uporabne geologije. V tem času se je nabralo toliko raziskovalnih primerov, da lahko kljub skromnim možnostim in majhnemu raziskovalnemu prostoru napravimo nekaj splošnih zaključkov o metodologiji geofizikalnih raziskav in njihovih možnostih na posameznih področjih. Zato sem v predavanjih pri Slovenskem geološkem društvu skušal

podati kratak pregled pomembnejših geofizikalnih raziskav na izbranih področjih uporabe ter prikazati nekaj teoretičnih izsledkov, ki predstavljajo naš prispevek k obdelavi in vrednotenju geofizikalnih podatkov in razlaga geoloških razmer. Predavanja naj bi rabila informiranju geologov, hidrogeologov in drugih strokovnjakov na področju geologije o uporabnosti različnih geofizikalnih metod in naj bi prispevala k tesnejšemu sodelovanju geofizike in drugih geoloških raziskovalnih vej.

V predavanju dne 20. 2. 1973 sem podal prerez geofizikalnih raziskav na slovenskem krasu in v zelo omejenem obsegu na hrvaškem krasu; obširneje sem isto snov podal v objavljenem članku (Lapajne, 1974). Dne 11. 11. 1975 sem v drugem predavanju prikazal rezultate geofizikalnih raziskav vodonosnikov sladke, mineralne in termalne vode v Sloveniji v letih 1970 do 1975. Povzetek tega predavanja je glavna vsebina tega članka.

O uporabnosti geofizikalnih metod v hidrogeologiji

Geofizikalne metode so za raziskavo vodonosnikov pomembne v dveh pogledih. Po eni strani prispevajo k obogatitvi spoznanj o vodonosniku z izsledki, ki jih ni mogoče dobiti z drugimi raziskavami, po drugi strani pa s svojo sorazmerno nizko ceno povečujejo gospodarnost raziskovalnih del. Uporabne so tako pri raziskavah sladke vode kakor tudi za reševanje vprašanj termalnih in mineralnih vrečev. Glede na geološko in hidrogeološko raznolikost problemov je tudi metodologija geofizikalnih raziskav pestra. Uporabiti moremo praktično vse metode uporabne geofizike; pri tem so za reševanje določene naloge uspešnejše ene, za reševanje drugih nalog pa druge metode. Da bi povečali zanesljivost vrednotenja geofizikalnih meritev in si omogočili celovitejšo predstavo o naravnih razmerah, moramo uporabiti hkrati več metod.

Geofizikalne raziskave vodonosnika imajo namen, da skupaj z drugimi raziskavami prispevajo k oblikovanju modela, ki omogoča vsaj približno oceno kakovosti vode, izdatnosti in najboljšega načina (optimalnega režima) izkoriščanja vodonosnika. Pod kakovostjo ne razumemo samo kakovosti same vode, temveč zajema ta pojem še plin pri mineralni vodi in primerno temperaturo pri termalni vodi. Prav tako gre pri mineralnih vodonosnikih poleg izdatnosti vode tudi za količino plina in pri termalni vodi za toplotni tok. Dalje zadeva najboljši način izkoriščanja v splošnem vodo, plin in toplotno energijo.

Vodonosnik sestoji iz geološke strukture in vode (ter plina). Če je mogoče merske količine neposredno primerjati s fizikalnimi parametri vode, vsebujejo geofizikalni podatki tudi ustrezno informacijo o vodi; v tem primeru bomo rekli, da je med geofizikalno sliko in vodonosnikom, oziroma vodo, neposredna odvisnost. Včasih sicer geofizikalni podatki nimajo nobene zveze z vodo in njenimi fizikalnimi lastnostmi, pa so vendar geofizikalne anomalije močno odvisne od pojava vode (ali plina); v takšnih primerih gre za posredno zvezo prek geološke strukture, ki daje ustrezno geofizikalno sliko in je hkrati vodonosnik.

Uporaba geofizikalnih metod v hidrogeologiji je smotrna tudi takrat, ko izsledki meritev nimajo niti neposredne niti posredne zveze z vodo. V to vrst raziskav spada iskanje geometrijskih parametrov geološke zgradbe, npr. določanje globine oziroma reliefa vodoneprepusne podlage.

Naj omenim še to, da je mogoče koristno uporabiti neposredni vpliv vode na geofizikalne merske količine tudi v primeru, ko ne gre za raziskave vodonosnikov. Prisotnost vode oziroma vlage ali vodnega toka in pronicanje vode skozi razpokane kamnine lahko pomaga npr. pri geofizikalnem iskanju rudnih teles, kraških jam ipd.

V predstavi vodonosnika moramo razlikovati posrednik vode, vodonosnik in napajalno območje. Tudi v primeru, ko ni mogoče ostro razmejevati naštetih struktur, je delitev v raziskovalnem in ekonomskem smislu praktična in smiselna. V ekonomskem smislu razumemo pod vodonosnikom tisto geološko strukturo, iz katere moremo s primernim posegom, npr. z vrtino, pridobivati gospodarsko pomembne količine vode uporabne kakovosti in izdatnosti pri ustreznem načinu izkoriščanja. Pod napajalnim območjem navadno razumemo tisto območje, ki oskrbuje vodonosnik z vodo; upoštevati pa moramo tudi območje, ki daje plin in toplotno energijo. Iz napajalnih območij ne moremo gospodarno pridobivati ekonomsko pomembnih količin vode. Posrednik je tista geološka zgradba, ki posreduje vodo od vodonosnika proti površju ali k vrtini; s posegom vanj je z večjo ali manjšo verjetnostjo možno dobiti vodo ali plin v ustreznih množinah.

Smiselnost razločevanja omenjenih struktur se kaže tudi v metodologiji raziskav, saj so raziskave praviloma zgoščene na ožjem območju vodonosnika in posrednika vode, če je njun položaj znan. Zaradi naravne zveze vodonosnika z napajalnim območjem pa ni pametno, da se marsikdaj odpovedujemo regionalnim ali manj podrobnim geofizikalnim raziskavam na širšem območju vodonosnika, ki bi lahko dale koristne podatke za razumevanje celotnega sistema in opravile stroške, ter posegamo po geofizikalnih metodah le na ožjem območju vodonosnika.

Po načinu izvajanja geofizikalnih meritev razlikujemo nadpovršinske ali aero-metode, površinske in podpovršinske metode. Med slednjimi se za potrebe hidrogeologije uporabljajo skoraj izključno le meritve v vrtinah, ki so tudi sicer najpomembnejše med podpovršinskimi metodami in so važen del spremljave vrtanja. Delovno področje Oddelka za geofiziko na Geološkem zavodu v Ljubljani so bile v preteklih letih predvsem površinske metode in nekatere meritve v vrtinah. Površinske geofizikalne raziskave so tudi predmet tega sestavka.

Površinske geofizikalne meritve so koristne v vseh fazah reševanja določene naloge. Njihova uporaba pred vrtanjem daje koristne podatke za oblikovanje prve geološke, litološke in hidrogeološke slike vodonosnika, ki je izhodišče za načrtovanje raziskovalnega vrtanja. Med vrtanjem pomagajo pri usmerjanju vrtalnih del: pri lociranju vrtin in načrtovanju globin vrtanja. Ker so poceni, jih je pametno uporabiti tudi kot dopolnitev raziskovalnega vrtanja.

V nadaljnjem so podani primeri geofizikalnih raziskav, ki jih je izvajal Oddelk za geofiziko Geološkega zavoda Ljubljana pod vodstvom avtorja na območju SR Slovenije. Ti primeri ilustrirajo uporabo različnih geofizikalnih metod za raziskave vodonosnikov in dajejo skromno predstavo o njihovi uporabnosti in koristnosti. Izsledki teh raziskav so povečini že preverjeni z raziskovalnim vrtanjem.

Raziskave vodonosnikov sladke vode

Splošno

Med najpomembnejšimi vodonosniki sladke vode v Sloveniji so kvartarni, redkeje pliocenski prodnati in peščeni vodonosniki. Medzrnska poroznost v zemljinih omogoča, da ima podtalna voda v enotnem vodonosniku običajno prsto gladino. Pri raziskavah teh vodonosnikov ima uporabna geofizika največkrat nalogo določiti debelino vodonosnika, njegovo litološko sestavo ter globino in relief vodoneprepustne podlage. Pri tem se večkrat postavlja zahteva po iskanju stare, z mlajšimi naplavinami zapolnjene in pokrite struge, ker je tam debelina vodonosnika praviloma največja.

Najprimernejši geofizikalni metodi za tovrstne naloge sta geoelektrično sondiranje in plitva refrakcijska seizmika. Uporaba in uspeh geofizikalnih metod sta odvisna od razlik, oziroma razmerja ustreznih fizikalnih lastnosti zemljin in kamenin, ki sestavljajo vodonosnik in njegovo podlago. Navadno se uporabljata za reševanje postavljenih naloge obe metodi, ker temeljita na dveh medsebojno neodvisnih parametrih: specifični električni upornosti zemljin in kamenin ter na hitrosti razširjanja elastičnega valovanja v njih.

Gospodarnost teh raziskav ni vprašljiva, saj prispevajo pomemben delež pri oblikovanju modela vodonosnika. Z določitvijo reliefa podlage, ki omogoča oceno razsežnosti vodonosnika, ocenijo celotne raziskave, ker omeje obseg mnogo dražjih raziskovalnih vrtin na tisto število, ki je potrebno za določevanje hidrogeoloških in hidroloških parametrov ter za enolično vrednotenje geofizikalnih podatkov. Ekonomičnost uporabe geofizikalnih metod pri raziskavah prodnatih in peščenih vodonosnikov pogojuje tudi omejitev uporabe na ožje območje vodonosnika, ki je tu smotrna, ker je vrednotenje podatkov praktično neodvisno od poznavanja napajalnega območja (če izvzamemo zemljine nad gladino talne vode, ki so pravzaprav tudi napajalno območje, saj skozi nje pronica padavinska voda do gladine podtalnice). Geofizikalne meritve zunaj vodonosnika imajo tu večinoma smisel le za določevanje fizikalnih lastnosti na izdankih zemljin in kamenin, ki jih moramo poznati za vrednotenje meritev na ožjem območju vodonosnika.

Problem oskrbe vode je zlasti pereč na krasu, ki zavzema v slovenskem prostoru precejšnjo površino, in zasluži zato kraški vodonosniki posebno pozornost raziskovalcev. Kraške vodonosnike oblikujejo zakrasele kamenine s kraško podzemeljsko vodo z večinoma nezvezno gladino. Gre torej za sistem razpok, kavern, kanalov in jam, vsaj delno zapoljenih z vodo, ki so z ekonomskega stališča čisto bolj podobne posredniku vode, ker je mogoče s posegom vanje le z določeno verjetnostjo dobiti zadovoljivo količino vode. O vodonosniku v ožjem pomenu besede pa moremo v gospodarskem smislu govoriti predvsem v primeru, ko je sistem razpok in kavern dovolj gost in prepusten, kanal ali jama z vodo dovolj velika in seveda, če je vodna gladina zvezna. Takšno pojmovanje vodonosnika je vsebovano tudi v zahtevi, ki se navadno postavlja pred uporabno geofiziko: najti podzemeljski vodni kanal, oziroma vodni tok. Zaradi majhne velikosti iskanega objekta je gospodarnost geofizikalnih raziskav kraških vodonosnikov neprimerno manjša kot v primeru raziskav prodnatih in peščenih vodonosnikov. Raziskovalno območje je neprimerno večje

od razsežnosti vodonosnika. Tudi sama raziskovalna problematika je zahtevnejša, saj mora biti med geofizikalno sliko in vodonosnikom neposredna zveza.

Problematiko raziskav podzemeljskih vodnih tokov moremo razčleniti na sledenje podzemeljskih vodnih poti in kanalov, iskanje smeri gibanja vode, ocenjevanje hitrosti vodnih tokov, določevanje iztekanja vode iz kraških polj oziroma jezer in akumulacijskih bazenov, raziskovanje zaledja izvirov itd. Med naštetimi nalogami sta prva in druga najzahtevnejši, vendar tudi ostale ne zaostajajo dosti. Bolj enostavni pa so primeri, ko ne gre neposredno za vodo, temveč za relief kameninske podlage kraških polj, kotlin in kotanj, za globino vrtač, debelino preperine in nanosov, za prelomne cone, smeri prevladujoče razpokanosti, cone močnejše zakraselosti, globine zakraselosti ipd. Kakovost izsledkov je tu lahko ogrožena predvsem zaradi kraške morfologije in prekrivanja vplivov raznih nehomogenosti.

Po izkušnjah raznih raziskovalcev in naših lastnih opažanjih ima za reševanje kraške problematike med klasičnimi metodami uporabne geofizike še največ uspeha geoelektrika.

Geoelektrično sondiranje in refrakcijske seizmične raziskave v Savinjski dolini

V letih 1970 in 1971 smo v Savinjski dolini z geoelektričnim sondiranjem in s plitvo refrakcijsko seizmiko v sorazmerno skromnem obsegu raziskovali litološke razmere. Geološki prerez raziskovalnega ozemlja je po podatkih vrtnja v grobem naslednji:

kvartar: humus, melj, pesek, prod, glina, peščena glina, meljna glina;

pliocen: prod s peskom, meljem in glino, meljna glina;

oligocen: siva laporasta glina, tako imenovana sivica, andezitni tuf, tufit, tufski peščenjak.

Naloga geofizikalnih raziskav je bila, določiti globino do oligocenskih usedlin, ki jih predstavlja večidel sivica. Po litoloških podatkih je bilo mogoče sklepati, da se specifična električna upornost in hitrost razširjanja longitudinalnega elastičnega valovanja sivice ter drugih oligocenskih sedimentov toliko razlikujeta od istih parametrov pliocenskih in kvartarnih naplavin, da je smiselna uporaba obeh omenjenih metod. Geofizikalne meritve so pokazale, da ustrežata geološkemu profilu naslednji geoelektrični (upornostni) in seizmični (hitrostni) prerez:

Upornostni prerez:

20 do 2000 ohm.m: kvartarne zemljine;

20 do 150 ohm.m: pleistocenska ali pliocenska glina, meljna glina, glina s peskom in prodem;

6 do 80 ohm.m: oligocenske usedline.

Hitrostni prerez:

200 do 600 m/s : kvartarne zemljine nad nivojem talne vode;

1500 do 1900 m/s : kvartarne in pliocenske naplavine s talno vodo;

2100 do 2500 m/s in več: oligocenske usedline.

Geoelektrična slika nudi več podrobnosti in je na njej mogoče kakovostno razpoznavati več plasti kot na seizmični, vendar dokaj široki in prekrivajoči se upornostni razponi otežujejo že teoretično mnogolično vrednotenje geoelektrič-

nih sovisnic. Računska obdelava seizmičnih sovisnic je zaradi razmaknjenih hitrostnih razredov sorazmerno enostavna in je mogoče lepo slediti relief podlage ter poglobljene dele v njem, ki naj bi ustrezali stari strugi Savinje. Obseg geofizikalnih raziskav je bil glede na velikost Savinjske doline, oziroma vodonosnika, izredno majhen, število raziskovalnih vrtin, ki so sicer rabile tudi za določitev hidrogeoloških in hidroloških parametrov, pa precejšnje. Takšen način raziskav je bil delno opravičen; oligocenski sedimenti namreč niso pravo »dno« vodonosnika, ker del plasti nad njimi ni vodonosen, prave podlage pa ni bilo mogoče geofizikalno zanesljivo ugotoviti.

Poznavanje skupne debeline kvartarnih in pliocenskih naplavin je za oblikovanje predstave o vodonosniku vseeno koristno. Zato bi bilo pametneje določiti to debelino predvsem geofizikalno in le ponekod z vrtinami. Uporaba geoelektričnih in seizmičnih meritev na istih lokacijah ter skupna obdelava bi verjetno omogočili tudi boljše količinsko vrednotenje geoelektričnih sovisnic, iz česar bi morda dobili zadovoljive podatke o geoelektrično ločljivih kvartarnih in pliocenskih plasteh. Morebitne nove raziskave tega prostora bodo morale zato vsekakor upoštevati primerni obseg geofizikalnih meritev.

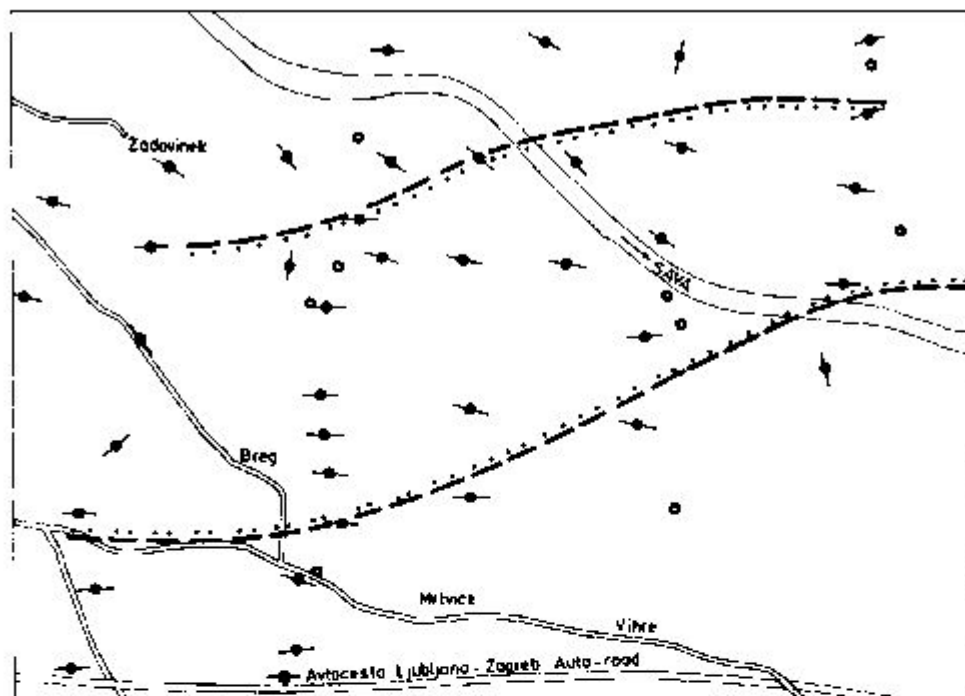
Geoelektrično sondiranje na Krško-brežiškem polju

Na Krško-brežiškem polju smo leta 1971 prav tako določevali globino do vodoneprepustne podlage, oziroma debelino kvartarnih naplavin.


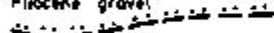
Predvideno je bilo samo geoelektrično sondiranje. Primerjava geoloških in geoelektričnih podatkov je dala naslednji geološko-geofizikalni prerez:



1. plast (kvartar): 500 do 5000 ohm. m : prod s peskom;
2. plast (pliocen): 10 do 30 ohm. m : lapor, glina, glinasti melj,
100 do 300 ohm. m : prod (stisnjen).

Poleg določitve debeline kvartarnih naplavin je bilo mogoče zaradi ugodnih upornostnih razmerij litološko razčleniti podlago kvartarja ter določiti približne meje in območje pliocenskega proda, ki naj bi po geološki predpostavki zapolnjeval staro strugo reke Save. Slika 1 podaja pregledno karto dela raziskovanega ozemlja z geoelektrično določenimi mejami, oziroma območjem pliocenskega proda. Severni del te karte pokriva območje jedrske elektrarne Krško, kjer smo s plitvo refrakcijsko seizmiko potrdili izsledke geoelektričnega sondiranja; seizmično in geoelektrično določeni meji pliocenskega proda sta identični. Za hitrost razširjanja longitudinalnih valov v stisnjemem pliocenskemrodu smo dobili vrednost 2 km/s in več, za hitrost v drugih pliocenskih sedimentih pa 1,6 do 1,7 km/s, kar je zadostovalo za razločevanje. Ker je hitrost razširjanja elastičnega valovanja tudi v kvartarnih zemljinah s talno vodo približno 1,6 km/s, je bilo mogoče seizmično določiti debelino kvartarnih naplavin le tam, kjer je pod njimi pliocenski prod. V poprečju je torej geoelektrično sondiranje bolj ustrezalo za določevanje debeline kvartarnih zemljin kot refrakcijska seizmika, čeprav je bil račun debelin iz seizmičnih podatkov zanesljivejši, kjer je bil mogoč. Verjetno bi bilo koristno z refrakcijsko seizmiko preveriti geoelektrično določeno mejo pliocenskega proda tudi drugod (delno so to potrdile že vrtine), oziroma določiti njen potek natančneje, zlasti pa bi bile te meritve koristne tam, kjer iz geoelektričnih meritev ni bilo mogoče izluščiti te meje.



POJASNILA · EXPLANATIONS:


 Geoelektrično določen
 pliocenski prod

 Geoelektrično določen
 Pliocene gravel

 Električna sonda
 Electrical sounding
 Vrtina
 Bore hole

500 0 500 1000m

SI. 1. Geoelektrično določen pliocenski prod na Krško-brežiškem polju
 Fig. 1. Geoelectrically determined Pliocene gravel in the Krško-Brežice field

*Geoelektrično sondiranje in refrakcijska seizmične raziskave
na Iškem vršaju*

Na Iškem vršaju na južnem robu Ljubljanskega barja smo v letu 1974 imeli nalogo določiti debelino kvartarnih napolvin, oziroma globino do karbonatne podlage. Pričakovati je bilo, da se tako specifična električna upornost kot hitrost razširjanja elastičnega valovanja v kameninski podlagi jasno razlikujeta od teh lastnosti plasti, ležečih nad njo, zato smo kot raziskovalni metodi uporabili geoelektrično sondiranje in refrakcijsko seizmiko.

Iz obdelave geoelektričnih in seizmičnih sovisnic smo dobili po primerjavi z geološkimi podatki naslednja prereza:

Upornostni prerez:

- 20 do 90 (800) ohm. m: humus s prodniki (holocen);
 100 do 1000 ohm. m: prod, pesek, melj, glina, glinasti melj, meljna glina,
 peščena glina, grušč (holocen, pleistocen);
 nekaj 1000 ohm. m: dolomit (triada).

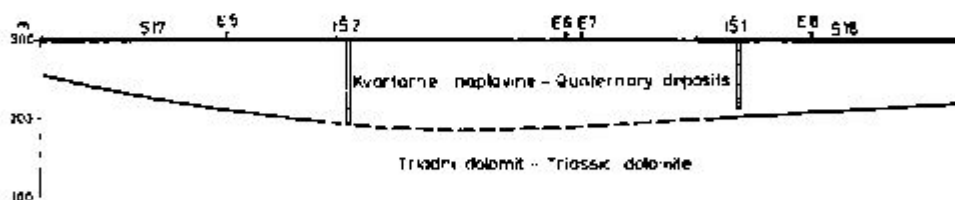
Po geoelektričnih sovisnicah je mogoče sklepati, da leži ponekod na dolomitni podlagi nizkouporna plast s specifično električno upornostjo nekaj 10 ohm. m, ki jo lahko predstavlja glina, meljna in peščena glina ali geoelektrično podoben material.

Hitrostni prerez:

- 300 do 500 m/s : kvartarne zemljine nad nivojem talne vode;
 1700 do 1900 m/s : kvartarne zemljine s talno vodo;
 3700 do 5700 m/s : triadni dolomit.

Količinsko vrednotenje samih geoelektričnih sovisnic ni bilo zanesljivo, računska obdelava seizmičnih sovisnic pa je dala sliko kameninske podlage, ki jo delno kaže prerez na sliki 2. Predvsem na podlagi izsledkov refrakcijske seizmike sta bili določeni dve vrtini. Njuni globini do triadne podlage sta se dobro ujemali z izračunanima globinama. Vrtina IŠ-1 je zadela na dolomit v globini 87,6 m, po podatkih seizmike naj bi bila globina 98 m; odstopanje znaša 10,6 %. Druga vrtina, IŠ-2, je našla dolomit 108,5 m globoko, kar je praktično enako napovedani globini. Geofizikalne raziskave na območju vršaja Iške so torej pokazale pred vrtanjem, da je debelina kvartarnih naplavin neprimerno večja, kot so pričakovali geologi. To je bilo še posebej pomembno za načrtovanje vrtnih del.

Obseg geofizikalnih meritev je bil tudi tu skromen. Ker je vrtanje potrdilo uporabnost refrakcijske seizmike, bi kazalo seizmično izmeriti najprej celotni Iški vršaj, nato pa postopoma na enak način obdelati še ostale dele Ljubljan-



POJASNILA - EXPLANATIONS:

- | | |
|-----|-------------------------------------------------------------------|
| S17 | Refrakcijska seizmična razvrstitev
Refraction seismic array |
| E5 | Električna sonda
Electrical sounding |
| IŠ1 | Vrtina (do kameninske osnove)
Bore hole (reaching the bedrock) |

Sl. 2. Geofizikalno določen geološki prerez Iškega vršaja

Fig. 2. Geophysically determined geological profile of the Iška alluvial fan

skega barja, da bi dobili celoten relief njegove kameninske podlage. Ne glede na težave in omejitve pri količinskem vrednotenju geoelektričnih sovisnic bi bilo koristno, da bi refrakcijske seizmične meritve spremljali z geoelektričnim sondiranjem zaradi vsaj grobega razločevanja prodnatih in peščenih zemljin od meljnatih in glinastih usedlin.

Geoelektrične raziskave zaledja izvirov Malni

Zaradi popolnejšega prikaza problematike in možnosti geofizikalnih raziskav v hidrogeologiji bom na kratko ponovil rezultate meritev v zaledju izvirov Malni, ki sem jih že objavil (L a p a j n e, 1974).

Leta 1970 smo po metodi električno nabitega telesa izmerili zaledje izvirov Malni, da bi dobili površinsko sliko električnega polja, ki bi bila v neposredni ali vsaj posredni zvezi z vodonosnikom ali posrednikom vode. Namen raziskav je bil, po meritvah treh izbranih izvirov določiti zajetje vode za postojski vodovod.

Na raziskovanem območju, ki sestoji iz apnenca, smo ugotavljali električno polje na površju terena okoli tokovne elektrode, potopljene najprej v prvi, potem v drugi in nato še v tretji izvir, končno pa še polje linijske elektrode, potopljene vzdolž potoka Malenščice, kamor se steka voda iz vseh izvirov. Pomozna elektroda je bila tako daleč, da praktično ni vplivala na oblikovanje električnega polja.

Izolinije so bile močno popačene samo v bližini najmočnejšega, tj. najnižjega izvira. Na podlagi velikosti in predznaka anomalnih vrednosti merjenega električnega potenciala napram elektrodi — izvoru — smo sklepali, da more anomalijo povzročiti ali večja kaverna, oziroma razpokan in kavernozen apnenec, presušen nad gladino vode, ali pa zelo kompakten in suh apnenec. Po prvi razlagi bi bil kraj geoelektrične anomalije ugoden za zajetje, ker je voda morala zaradi bližine izvira zapolnjevati razpoke in kaverne pod določenim nivojem, po drugi pa bi bil seveda popolnoma neprimeren. Prva možnost se nam je zdela bolj verjetna, ker je bilo v zaledju izvira pričakovati kraške kaverne, pa tudi razpokanost v prelomni coni. Na geoelektrično anomalnem kraju smo izvedli raziskovalno vrtanje. Ugodni rezultati vrtin z barvanjem vode so odločili, da je bilo na tem kraju zgrajeno črpališče.

Raziskave vodonosnikov mineralne vode

Splošno

Zaradi raztopljenih mineralnih snovi, ogljikovega dioksida in navadno velikih globin je oblikovanje predstave o vodonosniku mineralne vode bolj zapleteno kot pri sladki vodi (izhajam predvsem iz raziskovalnih problemov v slovenskem prostoru), čeprav kompleksnosti te raziskovalne problematike ne kaže primerjati s težavnostjo raziskav kraških vodonosnikov. Mineralne snovi in zlasti plin še trdneje povezujejo napajalna območja, vodonosnik in posrednik v celoto. Oblikovanje modela vodonosnika mineralne vode zahteva vsestransko preučevanje celotnega sistema.

V Sloveniji sta dve pomembni območji mineralnih vrelocev: Radenska Slatina in Rogaška Slatina. V prvem primeru gre za peščen(e) vodonosnik(e) z med-

zrnsko poroznostjo, v drugem pa za vodonosnik(e) z razpoklinsko poroznostjo. Kljub obsežnim raziskovalnim delom na območju Radenske Slatine geofizikalnih metod tu niso uporabili. Zato bom obravnaval le takšen tip vodonosnikov mineralne vode, kakršnega predstavlja Rogaška Slatina, kjer so bile vključene tudi geofizikalne raziskave.

Geološke in hidrogeološke raziskave v Rogaški Slatini so začeli z vrtanjem na ožjem vrelnem območju, od koder so se nato tipaje oddaljevali. Z oddaljevanjem od površinskih znakov (izvirov) pa postaja predstava vedno manj določena. Poleg površinskih geoloških in hidrogeoloških ter hidrokemičnih raziskav so potrebne tudi geofizikalne metode, ki dajejo podatke o globinski zgradbi. V ta namen so zaradi raznolikosti geoloških in hidrogeoloških razmer takih vodonosnikov primerne vse metode uporabne geofizike, ki lahko prispevajo kakovostne in količinske podatke. Kot primer podajam uporabo magnetometrije.

Geomagnetne raziskave na širšem območju Rogaške Slatine

Meritve relativnih vrednosti vertikalne komponente gostote magnetnega polja in težnosti v Halozah, na Kozjanskem in Bizeljskem v letih 1958 in 1959 so bile izvedene po programu raziskav nafte in plina in niso bile vrednotene glede na mineralno vodo v Rogaški Slatini. Na geomagnetni karti, izdelani na podlagi teh meritev, je med Podplatom in Rogatcem jasno izražena pozitivna anomalna cona, ki se je delno ujemala s takratnim vrelnim območjem. Zato je vzbudila pozornost geologa A. Nosana, ki je sklepal, da utegne biti struktura, ki povzroča anomalijo, v kakšni zvezi z vodonosnim horizontom. Na podlagi te predpostavke je lociral na dveh anomalijah znotraj celotne anomalne cone dve vrtini, in sicer V-3/66 pri Podplatu in Sč-1/67 pri Sečovem. Obe vrtini dajeta Rogaški Slatini že nekaj časa glavne količine mineralne vode in ogljikovega dioksida.

Tudi ti dve vrtini sta, kot vse prejšnje na ožjem vrelnem območju, potrdili, da je vodonosnik, ali vsaj posrednik mineralne vode, andezitni tuf, pokrit z vodoneprepustnim oligocenskim laporjem. Verjetna se je zdela tudi razlaga, da povzroča magnetno anomalijo andezitni tuf ali morda pod njim ležeči andezit. Obe pozitivni vrtini sta kazali na to, da so lahko magnetne anomalije vodilo za lociranje vrtin; zato smo se lotili detajlnih geomagnetnih meritev. Prejšnje meritve so bile namreč dokaj redke – 2 do 3 merska stališča na km², pa še te so bile zgoščene vzdolž važnejših cest.

Leta 1974 in 1975 smo izvedli meritve totalne vrednosti gostote magnetnega polja na ozemlju s površino približno 300 km². Osrednji del tega območja, ki zajema praktično celotno anomalno cono med Rogatcem in Podplatom, meri kakih 50 km². Tu smo meritve znatno bolj zgoščili kot na ostalem merskem območju.

Detajlna geomagnetna karta odraža pozitivno anomalno cono, ki se razteza približno v smeri zahod-vzhod. V grobem se prekriva s sliko, ki so jo dale prejšnje meritve vertikalne komponente magnetnega polja, posamezne anomalije (=vrhovi) znotraj anomalne cone pa so šele na detajlni karti prišle pravilno do izraza. Anomalija pri Rogatcu je izražena bolj jasno kot na prejšnji karti. Prvotno enotna anomalija na osrednjem delu je razbita na anomalijo

pri Sečovem in anomalijo na ožjem območju Rogaške Slatine. Za anomalijo pri Podplatu pa se je pokazalo, da ima maksimum južno od Kostrivnice. Ta štiri anomalna območja bomo na kratko analizirali.

Najdlje poznano in najbolj raziskano je ožje vrečno območje Rogaške Slatine. Tu se andezitni tuf najbolj približa površju, saj se nahaja neposredno pod kvartarnimi usedlinami. Magnetno polje ima tu visoke vrednosti, z oddaljevanjem od središča anomalije pa hitro pojema zlasti proti severu in proti jugu. Kraj pozitivne vrtnine V-6/67, najpomembnejše na ožjem vrečnem območju, je blizu vrha anomalije, čeprav je J. Bačič ni lociral na podlagi geomagnetnih raziskav, temveč le glede na bližino drugih vrtin in površinskih pojavov vode.

Anomalija pri Sečovem je po gostoti magnetnega polja enaka prvi, čeprav so doslej določene globine do tufa večje. Najbližje površju je najden tuf v vrtini Sč-1/67, in sicer približno v globini 135 m. Polje tudi tu z oddaljevanjem hitro pojema, prav tako se tudi globina do tufa hitro povečuje. V vrtini Sč-2/68, ki je približno 800 m severno od Sč-1/67 zunaj anomalije, je najden tuf šele v globini 675 m, če zanemarimo vložek od 419 m do 444 m.

Za Podplat in Kostrivnico je značilna blaga in široka anomalija, ki kaže, da je andezitni tuf sorazmerno globoko. To potrjujejo tudi vrtine, saj je bil najden tuf v vrtini V-3/86, ki je na robu anomalije, šele v globini 530 m ter tanjši vložek od 310 do 320 m globine. Na podlagi nove podrobne geomagnetne izmere je J. Lapajne na osrednjem delu te anomalije predlagal lokacijo vrtnine K-2/75, ki daje večje količine mineralne vode in plina kot druge vrtine. S to vrtino je ponovno potrjena posredna zveza magnetnih anomalij in pojavov vode oziroma plina. Globina do vodonosnega tufa je tu 484 m, vložek »jalovega« tufa pa je že v globini 298 do 313,5 m.

Anomalno območje pri Rogatcu je še popolnoma nepoznano. Tu ni bilo niti detajlnih geoloških raziskav niti raziskovalnega vrtanja. Po velikosti anomalije je mogoče sklepati, da je tu globina do andezitnega tufa večja kot na območju anomalije pri Sečovem in manjša kot na anomalnem območju pri Podplatu in Kostrivnici.

Pri lociranju vrtin na podlagi kvalitativnega vrednotenja je treba upoštevati, da je zaradi magnetne inklinacije vrh anomalije premaknjen nekoliko proti jugu glede na položaj telesa, ki povzroča anomalijo; premik je odvisen od globine telesa, ki povzroča anomalijo: čim globlje leži telo, tem večji je premik. Na kakovostno vrednotenje smo bili vezani predvsem zato, ker meritve še nismo končali, ko se je že pričelo raziskovalno vrtanje. Vsekakor pa bo treba čimprej napraviti kvantitativen model vodonosnika mineralne vode in plina ter upoštevati izsledke geoloških, geofizikalnih, fizikalnih, kemičnih in drugih raziskav.

Dobra predstava ni potrebna zgolj zaradi izbire lokacij za vrtanje, saj je razmerje pozitivnih in negativnih vrtin že sedaj izredno ugodno, temveč predvsem zaradi smotrnega izkoriščanja mineralne vode in plina ter ocene življenjske dobe vodonosnika.

K oblikovanju modela geološke zgradbe lahko znatno prispeva matematični model »geomagnetne strukture«, za kar so potrebne meritve magnetne susceptibilnosti in remanentnega magnetizma kamenin. V načrtu imamo sistematične meritve fizikalnih lastnosti na vzorcih iz izdankov in na jedrih iz vrtin. Doslej smo kar s terenskim magnetometrom ugotovili naslednje:

- lapor ni vplival na magnetometer,
- vzorci različkov andezitnega tufa so sicer različno vendar neznatno vplivali na magnetometer,
- hiperstenov andezit iz opušenega kamnoloma pri Trličnem ob Sotli je edina kamenina na širšem območju Rogaške Slatine, ki močno vpliva na magnetometer.

Po zelo grobih ocenah magnetne susceptibilnosti sklepamo, da andezitni tuf ne povzroča magnetnih anomalij oziroma anomalnih con na ozemlju Rogaške Slatine, ker je njegova doslej določena magnetna susceptibilnost vsaj deset do stokrat prenizka. Magnetna susceptibilnost hiperstenovega andezita v splošnem ravno zadostuje za razlago anomalij. Ta ali njej sorodna kamenina povzroča povečanje gostote magnetnega polja in verjetno ne bi bilo treba znatno poglobiti vrtin na vrhovih anomalij, da bi iz tufa prišli vanjo. Glede na največje vrednosti gostote magnetnega polja leži ta kamenina najbližje površju na ožjem vrelnem območju Rogaške Slatine in Sečovega. Ker leži tuf na tej kamenini, so anomalije posredno tudi merilo za njegovo globino.

Vse vrtine, ki so bile doslej izvrtane na geomagnetnih anomalijah, dajejo mineralno vodo in plin, vse ostale pa so negativne. To nas navaja k sklepu, da obstaja močna zveza med magnetnimi anomalijami in vodonosnikom. Na geološki karti doslej ni uspelo odkriti enakovredne korelacije.

Kot sem že omenil, je vodonosni horizont, oziroma posrednik, andezitni tuf, ki pa, kot kaže, ne povzroča magnetnih anomalij, ali pa je njegov prispevek k anomalijam majhen. Magnetne anomalije najverjetneje kažejo na vulkanske izlive andezita vzdolž močnejšega preloma, ki je verjetno tudi posrednik plina. Morda se območja najmočnejših izvorov plina ujemajo z območji geomagnetnih anomalij. Če predpostavimo, da prispeva k dvigu vode na površje največ plin, imamo že eno možno razlago posredne zveze magnetnih anomalij z vodo in plinom.

Iz tega razmišljanja sledi, da bi s poglobitvijo vrtin na magnetnih anomalijah morda prišli v cono, iz katere bi dobivali samo plin, ali pa bi dobili toplejšo mineralno vodo.

Raziskave vodonosnikov termalne vode

Splošno

Podobno vlogo kot jo ima plin v problematiki raziskav vodonosnikov mineralne vode ima toplota pri raziskavah vodonosnikov termalne vode. Za razumevanje teh vodonosnikov je treba rešiti vprašanje, kje se voda segreva, oziroma, odkod toplotna energija. Predstava o vodonosnikih termalne vode je navadno še skromnejša kot v primeru vodonosnikov mineralne vode. V splošnem razlikujemo pri nas plitve vodonosnike z medzrnsko poroznostjo, vodonosnike v prelomnih conah in globoke vodonosnike z razpoklinsko ali medzrnsko poroznostjo. V plitvih vodonosnikih se meša termalna voda, ki prihaja iz večjih globin, s hladno podtalnico in je zato temperatura takšne vode sorazmerno nizka. V prelomnih conah moremo dobiti praviloma toplejšo vodo. To so pravzaprav posredniki termalne vode in se v njej lahko oblikujejo vodonosniki pod slabše prepustnimi, oziroma milonitiziranimi conami. Vodonosniki, ki se nahajajo

pod globoko ležečimi zapornimi plastmi, so najzanimivejši, saj pomeni uspešen poseg vanje velike količine vode z visoko temperaturo.

Tudi termalno vodo so pri nas začeli izkoriščati na ožjih vrelnih območjih plitvih vodonosnikov. Zaradi nižjih temperatur in nezadostnih količin tople vode so pozneje v bližini naravnih izvirov locirali kaptažne vrtime. Ker plitvi vodonosnik tudi ne zadovoljuje potreb trajno, so skušali poiskati prelomne cone kot posrednike termalne vode in iz njih iz večje globine dobiti primerne količine dovolj tople vode. Pri iskanju pokritih prelomov in geoloških mej ter določevanju debeline mlajših sedimentov so uspešne geofizikalne metode, npr. geoelektrika ali plitva refrakcijska seizmika. Poseben raziskovalni problem predstavljajo termalni izviri v kraškem svetu, kjer posredujejo vodo močnejše zakrasele cone. Tu je zelo majhna verjetnost, da zadane vrtime vodonosne kaverne ali razpoke, geofizikalno pa njihovega položaja ni mogoče najti. Meritve temperature in temperaturnega gradienta navadno tudi niso vodilo pri raziskavah v krasu, ker cirkulira hladna voda zelo globoko in popači mersko sliko toplotnega polja.

O globokih vodonosnikih imamo slabo predstavo ali pa sploh nobene. Zato so tembolj pomembne geofizikalne raziskave, ki lahko kaj povedo o globinski zgradbi. Površinske metode, primerne za takšne raziskave, so reflektivna seizmika, globoko geoelektrično sondiranje, gravimetrija in magnetometrija.

Trije primeri ilustrirajo uporabo geofizikalnih metod in kažejo smotrnost njihove uporabe.

Geoelektrično sondiranje in refrakcijske seizmične raziskave pri Kostanjevici

Geofizikalne raziskave na območju toplih izvirov Topličnik pri Kostanjevici leta 1971 in 1972 niso imele zveze z vodonosnikom, ampak so bile namenjene samo za raziskavo litoloških razmer v manjših globinah. Določiti je bilo treba relief kameninske podlage kvartarnih in miocenskih sedimentov. Geofizikalne raziskave naj bi rabile za načrtovanje globin vrtanja. V ta namen smo uporabili geoelektrično sondiranje in plitvo refrakcijsko seizmiko. Raziskave so dale naslednji geološko-geofizikalni prečez raziskovanega ozemlja:

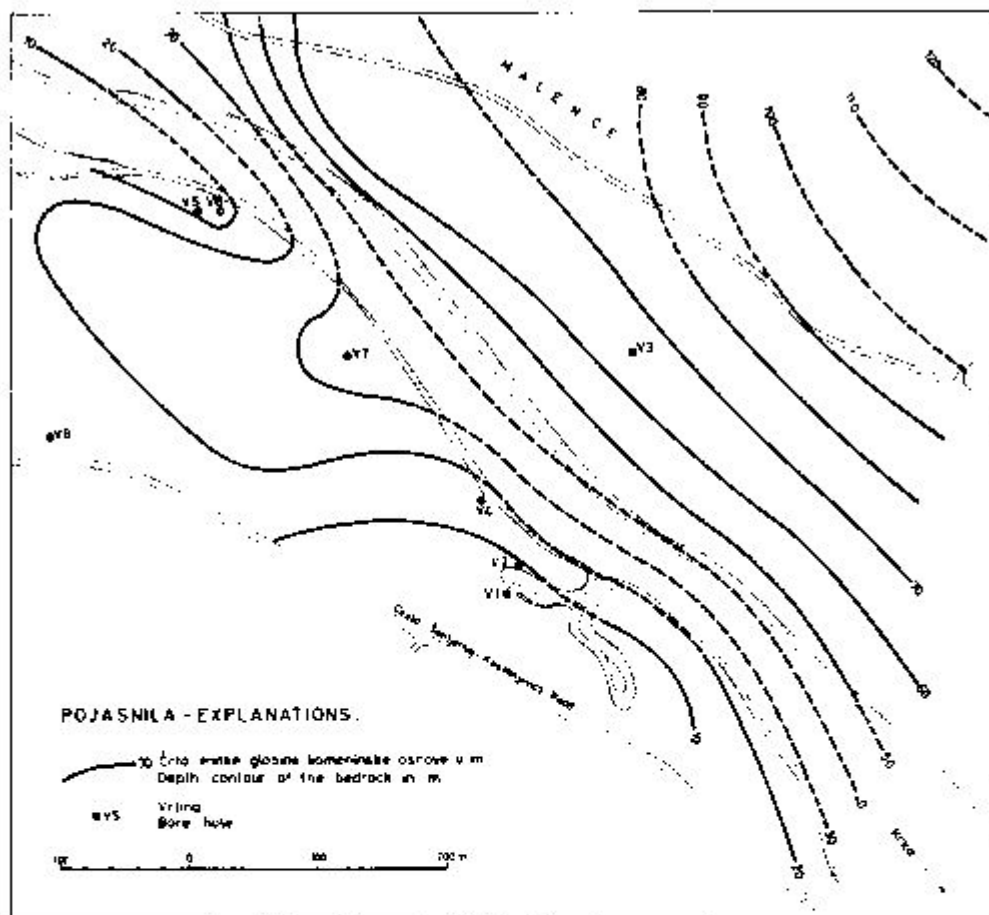
30 do 100 ohm. m in več / 1100 do 1600 m/s : kvartarna glina, pesek in prod z vodo;

10 do 20 ohm. m / 1600 m/s : miocenski lapor;

vsaj nekaj 100 ohm. m / preko 3000 m/s : miocenski litotamnijski apnenec, kredni apnenec, jurski dolomit.

Slika 3 kaže rezultat vrednotenja, to je karto globin podlage z veliko hitrostjo razširjanja longitudinalnega valovanja in z veliko specifično električno upornostjo, kar ustreza karbonatnim kameninam — predvsem krednemu apnencu, ponekod tudi litotamnijskemu apnencu, medtem ko jurskega dolomita verjetno nismo zajeli. Geofizikalno določene globine so se zelo dobro ujemale s kasnejšimi vrtninami. Geofizikalne raziskave so na desnem bregu omejile območje z globoko kameninsko podlago. Vrtna V-7 je to potrdila, napovedana globina pa je nekoliko odstopala od prave, ker je bilo količinsko vrednotenje na tem območju zaradi bočnih vplivov manj zanesljivo.

Kot običajno je bilo mogoče količinsko nedvoumno vrednotiti le seizmične meritve ter predvsem iz njih dobiti podatke o globini kameninske podlage. Za



Sl. 3. Geofizikalno določen relief kameninske podlage na območju Topličnika
Fig. 3. Geophysically determined bedrock shape in the Topličnik area

razločevanje kvartarnih naplavin od miocenskega laporja pa je bila uspešnejša geoelektrika; z njo smo ugotovili, da se na območjih, kjer leži podlaga globlje, nahaja pod kvartarnimi naplavinami miocenski lapor, kjer pa je do podlage le nekaj metrov, npr. v obeh plitvih območjih na desnem bregu, pa te plasti ni.

Geoelektrične in refrakcijske seizmične raziskave na območju Čateških Toplic

Te raziskave obravnavam v posebnem članku (Lapajne, 1975); zato jih tu podajam prav na kratko. V letih 1970 in 1971 smo na Čateškem polju imeli namen predvsem raziskati litološke razmere v manjših globinah; večjih raziskovalnih globin zaradi neugodnih terenskih razmer ni bilo mogoče doseči. Z geoelektričnim sondiranjem in profiliranjem ter plitvo refrakcijsko seizmiko smo zelo lepo litološko razčlenili podlago kvartarnih naplavin in obenem določili

pokrite prelomne cone, kjer smo locirali dve vrtni. Obe sta bili pozitivni, kar utrjuje predpostavko o posredni odvisnosti geofizikalne slike od vodonosnika, oziroma posrednika termalne vode.

Geofizikalne raziskave na območju termalnih izvirov jugovzhodne Slovenije

Obširne večletne geološke, hidrogeološke in geofizikalne raziskave smo leta 1973 zastavili na območju, ki zajema znana zdravilišča Čateške, Smarješke in Dolenjske Toplice ter termalne izvire pri Bušeti vasi, Kostanjevici, Otočcu in Klevevžu. Naravni topli izviri na tem območju imajo temperature 19 do 38° C. le v Čateških Toplicah dosežejo 55° C. Z raziskavami posameznih območij v prejšnjih letih je uspelo dobiti nekaj višje temperature, na območju Čateških Toplic celo do 64° C. Pomemben prispevek teh raziskav pa so bile nove količine termalne vode.

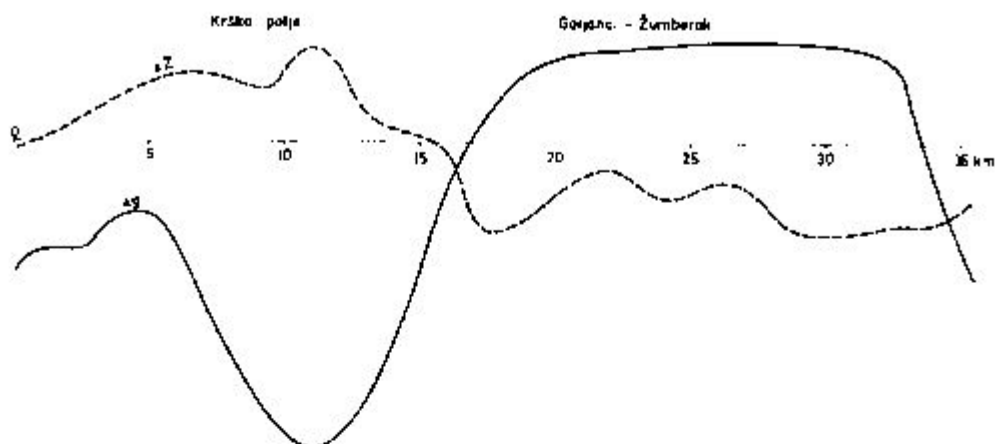
Poleg omenjenih vrecev na severnem, oziroma severovzhodnem obrobju Gorjancev so termalni izviri tudi na obrobju Žumberaka in Samoborske gore na hrvaški strani, pri Samoboru na vzhodu in pri Sv. Jani na jugu. Večina naštetih izvirov je ob pregibih Krško polje—Gorjanci, dolina Save in Gorjanci—Samoborska gora in Jastrebarsko—Žumberak. Krško polje, savska dolina in Jastrebarsko polje so tektonske udorine, med njimi pa leže dvignjene grude Gorjancev, Žumberaka in Samoborske gore.

Za te grude je značilen izrazit gravimetrični maksimum, za tektonske udorine pa močno izraženi minimumi. Omenjeni maksimum je eden največjih v vrsti gravimetričnih anomalij na slovensko-hrvaškem mejnem ozemlju med Kočko in Muro. Podoben gravimetrični maksimum je na območju Medvednice, kjer so znane Stubiške Toplice in termalni izvir pri Podsusedu. Iz regionalne gravimetrične karte lahko sklepamo, da so na gravimetrične anomalije vezani tudi termalni vrelec pri Podčetrtku ter Krapinske, Varaždinske in druge Toplice na hrvaški strani.

Precej manj izrazita je regionalna magnetna karta. Tu ne moremo govoriti o kakšni izraziti anomaliji. V poprečju je za območje, kjer imamo pozitivno gravimetrično anomalijo, značilna negativna magnetna anomalija in obratno. Slika 4 kaže gravimetrični in magnetometrični profil Krškega polja, Gorjancev in Žumberaka do Jastrebarskega polja.

Primerjava gravimetrične in geomagnetne karte z ustrezno geološko, tektonsko in neotektonsko karto kaže, da se geofizikalna slika dokaj dobro ujema z geološko. Vse važnejše geološke strukture in tektonski elementi se lepo odražajo na gravimetrični karti ter v njenih transformirankah. Po gravimetričnih podatkih je mogoče na splošno oceniti, da Krško udorino zapolnjujejo kamnine z manjšo gostoto in da sestoji jedro gorjansko-žumberaške grude iz kamenin z večjo gostoto od poprečne gostote kamenin obravnavanega območja. Za oblikovanje natančnejšega modela bodo potrebne meritve gostote na vzorcih iz izdankov. Kljub temu pa bo treba sliko še zelo poenostaviti in se opreti na dvomljive predpostavke, dokler ne bodo na voljo globoke vrtnine.

Največ termalnih izvirov je v prelomnih conah med gorjansko-žumberaško grudo in obdajajočimi udurinami. Po njih si termalna voda utira pot proti površju in so zato bolj posrednik kot vodonosnik. Čeprav lahko poseg vanje prinese večje količine termalne vode, kot npr. v Čateških Toplicah, moramo



Sl. 4. Težnostni in geomagnetni profili preko Krškega polja, Gorjancev in Žumberaka
 Fig. 4. Gravity and magnetic profile across the Krško field, Gorjanci and Žumberak mountains

verjetno prave vodonosnike iskati v večjih globinah pod še nepoznanimi zapornimi plastmi. Globlinski vodonosniki so osrednji predmet kompleksnih raziskav termalnih izvirov v jugovzhodni Sloveniji. Ker pa o njih nimamo zanesljivih podatkov, so raziskave usmerjene v preučevanje prelomnih con kot posrednikov termalne vode ter napajalnega območja. V zvezi s slednjim pa je reševanje najvažnejšega vprašanja: Od kod toplotna energija? Možni so trije viri: tektonska toplota, normalni temperaturni gradient in magmatska toplota.

V prvem primeru se voda segreva v globokem prelomu, v drugem v večjih globinah v Krški in drugih udorinah, v tretjem primeru pa bi lahko bil vir toplotne energije magmatsko telo pod Gorjanci in Žumberakom.

Zaenkrat ni mogoče zavreči nobene od naštetih možnosti, vendar bi bilo po drugi težko razložiti temperaturo 64°C v Čateških Toplicah. Izsledki geofizikalnih raziskav so zaenkrat najbližje tretjemu viru. Kot sem že omenil, je treba za razlago gravimetrične slike predpostaviti pod Gorjanci in Žumberakom telo z večjo gostoto; to telo bi lahko tudi bilo vir toplotne energije za vodo. Negativno magnetno anomalijo na območju Gorjancev in Žumberka povzročajo kamnine s povprečno manjšo magnetno susceptibilnostjo. Magnetna susceptibilnost kamnin je odvisna predvsem od vsebnosti magnetita. Nizko magnetno susceptibilnost bi lahko npr. povzročila hidrotermalna sprememba magnetita v pirit. Torej bi lahko sklepali na intenzivnejšo hidrotermalno aktivnost znotraj gorjanško-žumberaške grude. Gravimetrična karta pa kaže tudi na močne prelomne cone in globoke udorine in zato ne zavrača ostalih dveh možnosti.

Na celotnem raziskovanem ozemlju ni na voljo še nobene globoke vrtine; zato samo po površinskih raziskavah ni mogoče sklepati kaj določenega o globinskih razmerah. Prva naloga sedanjih raziskav je torej izbira primernega kraja za globoko vrtino. Ena sama vrtina bo seveda premalo, o obsegu vrtilnih del pa bodo odločala finančna sredstva. Navsezadnje na podatke raziskovalnega

vrtanja bo omogočila zanesljivejše vrednotenje geofizikalnih meritev. Pričakujemo, da bo geofizikalni model bistveno pripomogel k razumevanju raziskovalnega prostora.

Povzetek

Vrednotenje geofizikalnih meritev kaže, da so za iskanje vodonosnikov primerne praktično vse površinske metode uporabne geofizike. Pri raziskavi plitvih litoloških razmer sta ustaljeni metodi geoelektrika in plitva refrakcijska seizmika. Določevanje globine do vodoneprepustne plasti ali kameninske podlage je s seizmiko dokaj zanesljivo in natančno; zato ima v tem pogledu prednost pred geoelektričnim sondiranjem. Za razločevanje prodnatih in peščenih plasti od meljnatih in glinastih vložkov ter za ugotavljanje raznih drugih nehomogenosti pa je povečini občutljivejša geoelektrika; posebno primerna je za kakovostno vrednotenje, za količinsko obdelavo pa je nujna navezava na poznane razmere, npr. v vrtinah. Hkratna uporaba obeh metod lahko da pri ne premajhnem obsegu meritev zelo koristne podatke o vodonosniku. Raziskave kraških vodonosnikov spadajo med najtežje raziskovalne naloge. Od klasičnih metod uporabne geofizike ima še največ uspeha geoelektrika, ker je električno polje še najbolj občutljivo za kraške nehomogenosti.

Za raziskave globljih geoloških struktur, kar je v okviru potreb hidrogeologije v slovenskem prostoru zlasti pomembno pri raziskavah vodonosnikov mineralne in termalne vode, sta za določevanje geometrijskih parametrov primerni metodi geoelektričnega sondiranja in seizmike (predvsem reflektivna seizmika), vendar slednja v ta namen zaradi visoke cene ni bila uporabljena, prva pa v zelo skromnem obsegu. V splošnem metodologija raziskav teh vodonosnikov ni ustaljena in je izbira raziskovalnih metod od primera do primera različna. Kot sem pokazal na primerih, kjer sta bili uporabljeni magnetometrija in gravimetrija, je odvisno od specifičnih geoloških razmer, katera metoda je primernejša. Najbolje je uporabiti več različnih metod, ki lahko kakorkoli prispevajo k oblikovanju modela vodonosnika.

Literatura

- Fanning, E. 1966, Hiperstenov andezit pri Sv. Roku ob Sotli. *Geologija* 9, Ljubljana.
- Lapajne, J. 1974, Geofizikalne raziskave na krasu. *Acta carsologica* VI/27, Ljubljana.
- Lapajne, J. 1975, Geofizikalne raziskave na območju Čateških Toplic. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Nosani, A. 1973, Termalni in mineralni vrelci v Sloveniji. *Geologija* 16, Ljubljana.

UDK 55(084.3 M 100) (497.12) Tolmin

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Tolmin

Geological Map of SFRJ 1 : 100 00 Sheet Tolmin

Stanko Buser

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Od celotne površine 1217 km² lista Tolmin je doslej kartirana dobra polovica, tj. 609 km², od tega v letu 1974 53 km². Najstarejši skladi so amfiklijski, razviti kot glinovec z vložki apnenca in apnene breče. Po mikrofossilih jih je avtor uvrstil v karnijsko stopnjo. Slede ploščasti baški dolomit z roženci noriške in retske stopnje, nato pa ploščati apnec z roženci, verjetno liasne starosti. Prvikrat so tu dokazane spodnjekredne plasti (barremij, aptj) in albij). Sestoje spodaj iz apnene breče, višje pa se menjavata kalkarenit in glinasti skrilavec. V cenomanu in turonu se kalkarenit in mikritni apnec menjavata z glinastim skrilavcem in laporjem.

Volčanski apnec z roženci sega od coniac do konca campana. Na vrhu pa ležita zgornjesenonska apnena breča in trdi lapor, ki bočno prehaja v fliš. V zgradbi razlikuje avtor banjško sinklinalo ter ponikvanski in podmelski pokrov, ki sta prvotno tvorila celoto. Razdelil ju je prelom, ob katerem se je južna gruda s ponikvanskim pokrovom dvignila višje.

The map sheet Tolmin covers 1217 km². Up to now one half of the area (609 km²) has been mapped; out of this in 1974 about 53 km². The geological profile starts with Amphicelina beds consisting of claystone intercalated with limestone and calcareous breccia. According to the microfossils the author ranged them into the Carnic stage. The Amphicelina beds are followed by Bača dolomite with chert intercalations, belonging to the Noric and Rhaetic stages.

The Bača dolomite is overlain by platy limestone with chert probably of Liassic age. For the first time here the age of Lower Cretaceous beds has been proved ranging from Barremian through Aptian to Albian. Their lower part is built up of calcareous breccia and the upper one of alternating calcarenite and micritic limestone with shale and marl.

In Cenomanian and Turonian calcarenite and micritic limestone alternate with clayey shale and marl. Volče limestone with chert extends from Coniacian to the end of Campanian. On the top Upper Senonian breccia and marlstone occur, passing laterally into flysch. The structural features show besides the Banjščica syncline the Ponikve and Podmelec nappes, that originally formed one sole unit. Later they were divided by a fault, where the southern block was upthrown together with the Ponikve nappe.

Stratigrafski profil se na kartiranem ozemlju prične z amfiklinskimi skladi. Vložki apnenca v amfiklinskih skladih vsebujejo foraminifere, alge ter odlomke konodontov in preseke amonitov. Na podlagi mikrofosilov moremo te plasti uvrstiti v karnijsko stopnjo. Baški dolomit z roženci je brez fosilov. Po legi ga uvrščamo v noriško in retsko stopnjo. Konkordantno sledi ploščasti apnenec z roženci, ki razen iglic spongij ne vsebuje fosilnih ostankov in ga zato le po legi štejemo v lias. Transgresivno na njem leži apnena breča. Njen spodnji del sestoji iz kosov in blokov organogenega apnenca, zgornji pa v glavnem iz mikritnega apnenca. V breči so bili določeni zgornjetriadni mikrofosili in jurskokredne koralice. Verjetno pripada breča barremiju. Nad njo se menjavata glinasti skrilavec in kalkarenit z vmesnimi plastmi in gomolji roženca. Te kamenine so uvrščali prej v juro; pri naših raziskavah pa je bilo dokazano z mikrofosili, da pripadajo spodnji kredi — aptiju in albiju. Le njihov vrhnji del štejemo v cenoman. Više v profilu preide kalkarenit v mikritni apnenec in glinasti skrilavec v glinasti lapor.

V zgornjem delu cenomana in turona prevladuje mikritni apnenec z roženci; vmes so tanke plasti rožnatga in sivkasto zelenega laporja. V mikritnem apnenecu zasledimo značilne globotrunkanide.

V spodnjem delu senona (santon-campan) je razvit ploščasti mikritni volčanski apnenec s plastmi in polami roženca. Globotrunkane dokazujejo, da je trajala sedimentacija tega apnenca vsaj do konca campana, ni pa izključeno, da je segla celo v maastricht. Na volčanskem apnenecu leži apnena breča; v njej prevladujejo kosi zgornjekrednega rudistnega apnenca, dobimo pa tudi kose jurskega apnenca. Redki laporni vložki v breči vsebujejo na več krajih senonski nanoplankton.

Apneno brečo pokriva na vzhodnem delu kartiranega ozemlja trdi lapor, ki zahodreje bočno prehaja v fliš. V trdem laporju in v laporju med flišnimi plastmi smo našli senonske oblike nanoplanktona. Sedaj je zanesljivo dokazano, da pripada fliš na kartiranem ozemlju senonu (maastrichtu) in da se pričinja paleocenski ter eocenski fliš šele južneje od tod.

V kvartarnih usedlinah smo ločili morene, terasne rečne zasipe Soče in Idrijce, deluvij, jezersko kredo, sprijeti pobočni grušč in bloke, aluvij, vršaje in pobočni grušč.

Kartirano ozemlje sestoji iz treh večjih tektonskih enot: banjske sinklinale ter ponikvanskega in podmelskega pokrova. Plasti fliša in volčanskega apnenca so pogosto nabrane. Močno in drobno nagubani volčanski apnenec nahajamo med Kolovratom — Volčami — Modrejem in Knežo. Male gube imajo smer E-W in NW-SE. Kjer so gube prevrnjene, zasledimo vedno le proti jugu prevrnjene strukture.

Narivna ploskev ponikvanskega pokrova je malo nagnjena proti jugu, kar je verjetno posledica neotektonskih premikov. Ta ploskev ima vpad 20° do 30°. V južnem delu pokrova so vse plasti prevrnjene. Pokrova struktura je odrezana ob idrijskem prelomu in je južneje od tega preloma ne zasledimo več.

Tudi v podmelskem pokrovu so plasti v prevrnjeni legi. Narivna ploskev tega pokrova pa vпада položno proti severu. Prvotna narivna struktura je bila enotna; razdelili so jo prelomi, ob katerih je bila južneje ležeča gruda s ponikvanskim pokrovom dvignjena više kot podmelski pokrov.

Kartirano ozemlje sekajo številni prelomi. Najdaljši in najpogostnejši imajo smer NW-SE. Prelomi s smerjo NE-SW so krajši in manj pogostni ter so pre-

kinjeni ob prelomih prve smeri. Zelo redki pa so prelomi E-W, ki so najstarejši. Glavni prelom je idrijski, poleg njega so izraziti še podmelski, baški, lomski, doblarski, hojski in čepovanski ter prelom Avče-Dol.

Med mineralnimi surovinami je pomemben trdi lapor, ki bi prišel v poštev za proizvodnjo cementa. Nadalje so uporabni prod, pesek, apnenec, apnena breča in flišni peščenjak ter milonitiziran dolomit.

Pri terenskem raziskovanju je z avtorjem sodeloval Jože Cajhen, pri laboratorijskih določitvah pa Smiljka Pantič, Jernej Pavšič, Desa Pejović, Rajka Radoičić, Mirjam Silvester, Alojz Šercelj, Ljudmila Šribar in Dragica Turnšek. Raziskave financira Raziskovalna skupnost Slovenije.

UDK 55(084.3 M 100) (497.12) Ljubljana

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Ljubljana**Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet Ljubljana**

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

List Ljubljana obsega 1430 km². Doslej je bilo kartiranih 914 km², od tega v letu 1974 na sekcijah Kokarje, Medija in Polšnik skupaj 232 km². Rekonosciranih pa je bilo 124 km² na sekcijah Gornji grad in Podvolovjek. Stratigrafski profil lista Ljubljane obsega skoraj vse člane od permokarbonskih do holocenskih. Na sekciji Medija je zgornji perm razvit laporasto, apneno in dolomitno. Tod je bila s konodonti dokazana skitska stopnja. Najbolj pestro sliko kaže ladinska stopnja; od severa proti jugu si sledi eugeosinklinalni (pseudoziljski) razvoj s kislimi predorninami ter karbonatni in miogeosinklinalni razvoj. Na sekciji Medija je bila ponovno potrjena zgornjetriadska in liaska starost dolomita in apnenca, severno od Save pa brečast razvoj reta in liasa. Na sekcijah Medija in Polšnik so se ponekod ohranile erozijske krpe zgornjekrednih sedimentov, ki vsebujejo globotrunkane. V Zgornjesavinjski dolini leži helvetški lapor diskordantno na srednjeliogocenskih plasteh, v zagorski in kolovraški terciarni kačunji pa na spodnjemiocenskih plasteh. Na sekciji Medija je trojanska antiklinala narinjena na litijski nariv, delno pa više ležeči trojanski nariv pokriva trojansko antiklinalo in litijski nariv. Poleg litijskega se dá ločiti dolski nariv, ki kaže luskasto zgradbo.

The map sheet Ljubljana comprises 1430 km². In former years 914 km² were mapped; out of these in 1974 an area of 232 km² comprising the sheet sections Kokarje, Medija and Polšnik. Reconnaissance survey was carried out on 124 km² belonging to the sheet sections Gornji Grad and Podvolovjek.

The columnar section of the sheet Ljubljana comprises nearly all rock units from the Carboniferous Permian to Holocene. In the area of Medija the Upper Permian occurs in marly, calcareous and dolomite development. The Scythian stage is proved by conodonts. The Ladinian stage is broad-featured. From north to south three different portions can be distinguished: eugeosyncline (Pseudomilian) deposits associated with acidic effusive rocks, carbonate rocks, and miogeosyncline development. In the area of Medija the Upper Triassic and Liassic age of the dolomite and limestone was repeatedly proved. North of the river Sava, Rhaetic and Liassic rocks occur. In the Medija and Polšnik areas erosional remnants of Upper Cretaceous deposits including globotruncanas are sporadically preserved.

In the upper Savinja valley Helvetian marl is unconformably underlain by the Middle Oligocene beds, and in the Zagorje and Kolovrat basins by Lower Miocene beds. In the Medija area the Trojane anticline is overthrust on the Litija overthrust; the Trojane anticline and the Litija overthrust are partly covered by the Trojane overthrust. Beside the Litija overthrust, the Dolso overthrust is distinguished, showing an imbricate structure.

Za področje lista Ljubljana, ki je bilo kartirano v letu 1974, obstajata tiskani geološki karti Franza Tellerja v merilu 1 : 75 000 — list Mozirje iz l. 1898 in list Celje-Radeče iz l. 1907. Poleg teh pa tudi manuskriptni geološki karti merila 1 : 25 000 D. Kuščerja in K. Grada iz let 1959—1961 za sekcijo Ljub-

ljana 54. Po programu bi morala biti nova karta pripravljena za tisk skupaj s tolmačem leta 1978.

Najstarejši skladi so permokarbonski. Na njih leže ponekod konkordantno, drugod diskordantno grüdenske plasti srednjega perma. Zgornjepermske plasti severno od Medije sestoje iz laporja, dolomita in glinastega skrilavca. Skitske plasti so dokazane s foraminifero *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) v Soteski pri Mozirju in z združbo konodontov pri Mediji. Ladinska stopnja je zelo pestro razvita. Od severa proti jugu si slede eugeosinklinalni (psevdoziljski) razvoj s kislimi predorninami ter karbonatno-šelfni in miogeosinklinalni razvoj. Apnena in dolomitna sedimentacija je na karbonatnem šelfu na osrednjem delu lista Medija trajala od aniza do liasa. V apnencu eugeosinklinalnega razvoja smo našli konodonte: *Nurrella citae* Cherchi, *Paragondolella navicula* (Huckriede), *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *Ozarkodina cockeii* Tatge, *Lonchodina cf. latidentata* (Tatge), *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede in *Acodina* sp. V plasteh miogeosinklinalnega razvoja so na več krajih naslednji konodonti: *Neogondolella mombergensis* (Tatge), *Paragondolella navicula* (Huckriede), *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Nurrella citae* Cherchi, *Acodina* sp., *Lonchodina* sp. in *Hindeodella* sp. Cordevolski dolomit smo lahko ločili od ostalega dolomita le v dolskem narivu, kjer smo našli v njem številne alge *Diplopora annulata* Schafhäütl in ponekod tudi kameninc loferskega faciesa. Na sekciji Kokarje nastopa cordevolski apnence skupaj z zgornjetriadnim apnencem in vsebuje foraminifero *Duostomina alta* Oberhauser ter algi *Physoporella cf. pauciforata* (Gümbel) in *Teutloporella cf. herculae* (Stopp).

Julijska in tuvalijska stopnja sta razviti v dveh različnih miogeosinklinalnih razvojih z vmesnimi plastmi dolomita in apnenca. Severni miogeosinklinalni razvoj sestoje iz dolomita, laporastega apnenca in glinastega skrilavca, južni razvoj pa iz boksitnega oolita, pisanega laporastega apnenca in laporja. Masivni apnence karbonatno-šelfnega razvoja vsebuje koralo *Margarosmia richthofeni* Volz.

Noriška in retska stopnja sestojita iz neplastovitega apnenca in dolomita. V spodnjem delu so noriške foraminifere *Turispillina minima* Pantič in *Perm-discus pragsoides oscilens* (Oberhauser), zgornji del pa je razvit loferitno. Na sekcijah Medija in Polšnik preidejo kamenine retske stopnje postopno v liasne s foraminiferami *Triasina hantkeni* Majzon, *Sestrosphaera liasina* Pia, *Spirillina* sp. in z redkimi posameznimi velikimi megalodontidami. V severnem delu dolskega nariva je poseben razvoj reta in liasa. Na srednjetriadnem dolomitu leži erozijsko-diskordantno pisana apnena breča z vmesnimi plastmi apnenca, ki vsebuje že prej omenjene značilne retoliasne foraminifere.

Na sekciji Kokarje je povsem drugačen razvoj liasa. Zanj sta značilna erozijsko-diskordantna meja z zgornjetriadno talnino in pester eugeosinklinalni razvoj (ponikvanski skladi) z vmesnimi kislimi predorninami.

Erozijski ostanki zgornjekrednih sedimentov so samo v litijskem in dolskem narivu. Med flišem so plasti apnenca, laporja, skrilavca in breče. V apnencu smo našli foraminifere *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny) in *G. linneiana tricarinata* (Quereau) ter presedimentirani spodnjekredni foraminiferi *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., algi *Bacinnella irregularis* Radoičić ter številne odlomke rudistov.

Najstarejše terciarne plasti so srednjeoligocenske. V Savinjski dolini sestoje iz okoninskega konglomerata in breče, laporja, andezitnega in dacitnega tufa ter iz

laporja, tufa in tufita, ki se med seboj menjavajo. Lapor je bogat s foraminiferami. Zagorska in kolovraška kadunja sta zapolnjeni s soteškimi skladi, ki jih premog deli na spodnji in zgornji del, in z morsko glino (sivico). Na srednje-oligocenskih plasteh leže spodnjemiocenski pesek, glina, melj in lepidociklinski apnenec. V zahodnem delu obeh kadunj sledi helvetski pesek z vložki laporja, proda, peščenjaka in gline s foraminifero *Streblus beccarii* (*Rotalia beccarii*). V Savinjski dolini pa leži helvetski lapor diskordantno na srednjeoligocenskih plasteh. Tortonski sedimenti zagorske in kolovraške kadunje sestoje spodaj iz litavskega peščenjaka in konglomerata, zgoraj pa iz litotarnijskega apnenca. V jedru glavne sinklinale so sarmatske plasti laporja, gline, peska, proda in konglomerata.

Tokova Save in Savinje spremljajo usedline pliokvartarne ilovice in gline, ki vsebujeta ponekod prod, drugod grušč, najmlajši nanos je aluvialni prod Save in Savinje.

Po zgradbi je ozemlje del Posavskih gub in Savinjskih Alp. Tektonske enote predstavljajo narive, katerih vsak nosi v svojem severnem sinklinalnem delu terciarno sinklinalo. Le litijska antiklinala predstavlja avtohton.

Ta del Posavskih gub je znan po številnih pojavih mineralnih surovin. V okolici Litijske so kopali barit, svinčeno in cinkovo rudo ter limonit, pri Mozirju pa boksit. Edini obstoječi premogovnik je v Kisovcu pri Zagorju. Znani so posamezni pojavi bakrovih in manganovih mineralov, boksita, proda in gline. Pri Zagorju odkopavajo apnenec in ga predelujejo v hidratizirano apno. Retoliasna pisana apnena breča bi bila uporabna za okrasni kamen. V Medijskih toplicah je termalni izvir z nizko temperaturo (21°).

Pri terenskih raziskavah so z avtorjem sodelovali Božo Stojanović, Lado Ferjančič in Milorad Nedanovski, fosile so določili Ljudmila Šribar, Lija Rijavec, Katarina Krivic, Dragica Turnšek in Lado Ferjančič, petrografsko sta vzorce določili Ana Hinterlechner-Ravnik in Marija Dimič, sedimentološko pa Saša Orehek in Bojan Ogorelec. Vsa raziskovalna dela je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije.

UDK 55(084.3 M 100) (497.12) Ravne

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Ravne**Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet Ravne**

Peter Mioč

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

V letu 1974 smo skartirali na listu Ravne 55 km², tako je do sedaj skartiranih 487 km² od površine 778 km², ki so v mejah SR Slovenije. Reambulirano je 114 km² karte in sestavljeno 139 km² litološke karte. Na novo kartiranem delu lista se nadaljujejo geološke enote, ki so bile delno že prikazane v poročilu o listu Ravne za leto 1973. V geološki zgradbi je avtor prikazal sedimentni zaporedji severnih in južnih Karavank ter vmesno cono metamorfnih in magmatskih kamenin. V severnih Karavankah je avtor ločil v silursko devonskem zaporedju spodnji in zgornji del. Spodnji del sestoji iz sivega skrilavca, v zgornjem pa zelenkasti in vijoličasti skrilavec vsebuje konkordantne plošče diabaza. Na silursko devonskih skladah slede permotriadni, triadni in jurski sedimenti. Doslej so od jure bili znani samo liasni sedimenti, po najdbi doggerskih in malmskih mikrofosilov v letu 1974 pa je dokazan razvoj cele jure.

V južnih Karavankah vsebuje lapor spodnjega dela oligocenskih plasti bogato mikrofauno z značilno *Clavulinoides szabol*. Više pa sledi smrekovška serija glinovca, tufa, tuffita in vulkanske breče z vmesnimi izlivi andezita.

In 1974 55 km² of the sheet Ravne were mapped, so that up to now 487 km² of the area of 778 km² belonging to Yugoslavia are mapped. About 114 km² of older mapping was reinvestigated and brought up to date; for 139 km² a lithological map was compiled. In the recently mapped area the geological units, partly shown in the report 1973, are continuing. Regarding the geological structure, in this report the sequences of sediments in the Northern and Southern Karavanke Mountains as well as the intermediate zone of metamorphic and igneous rocks are described. In the Northern Karavanke the author discerns the lower from the upper part of the Silurian-Devonian sequence. The lower part consists of gray slate, the upper one of grayish and violet slate, containing conformable diabase veins. The Silurian-Devonian strata are overlain by Permo-Triassic, Triassic and Jurassic deposits. Up to now in Jurassic only Liassic deposits were known; after discovering in 1974 Doggerian and Malmian deep sea sediments, the existence of the complete Jurassic sequence was proved.

In the Southern Karavanke Mountains, the marl of the lower Oligocene is abundant in microfauna with the characteristic *Clavulinoides szabol*. Overlying follows the Smrekovec series of claystone, tuff, tuffite, volcanic breccia and andesite.

Za območje lista Ravne obstaja Tellerjeva geološka specialka Zelezna Kapla (1896) in Mozirje (1898) v merilu 1 : 75 000. V letu 1974 smo na novo kartirali proti zahodu do Travnika in severozahodu do južnega pobočja Pece ter proti severu na pobočju Uršlje gore.

Centralna karavanska cona sestoji iz metamorfnega pasu ter granitnega pasu na severu in tonalitnega na jugu. V metamorfnem pasu na raziskanem območju prevladuje drobnozrnati biotitni in biotitno-muskovitni gnajsi. Ponekod se pojav-

lja blestnik. Ob kontaktu z granitom in tonalitom se je razvil kordieritni skrilavec, ki sestoji iz kordierita, kremenca, biotita, muskovita, kremenca, sericita in klorita. Granitni pas je zelo heterogen; razlikujemo granit, porfiroidni granit, granodiorit, kremenov diorit, diorit in gabro. Vmes so vključki amfibolita, gnajsa, diabaza in metakeratofirja. Intruzija je bila večfazna, menjavale so se kisle in bolj bazične faze. Med naštetimi različki kamenin prevladuje granit in porfiroidni granit. Zaradi heterogene sestave pasu bi bil zanj primeren naziv »intruzivni migmatitni« pas. Meja med granitom in metamorfnim pasom je primarna; to potrjuje nastanek kordieritnega skrilavca ob kontaktu. Tudi meja tonalita z metamorfnim pasom je povečini primarno intruzivna, kar dokazuje kordieritni skrilavec, ponekod pa je tektonizirana. Tekstura je paralelna (gnajsoidna), izražena z vzporednim menjavanjem pasov femičnih in saličnih mineralov. Takšna orientacija mineralnih zrn je pogojena s sinorogeno intruzijo tonalitne palingene magme pod orientiranim pritiskom.

Severne Karavanke so ločene od centralne karavanške cone z reverznim prelomom, ki vpada proti jugu. Južni del severnih Karavank je zgrajen iz silursko-devonskih skladov štalenskogorske serije. Njen spodnji del sestoji iz sivega glinastega skrilavca, alevrolita in peščenjaka, v zgornjem pa prevladuje zelenkasti in vijoličasti skrilavec s konkordantnimi ploščami diabaza. Zelenkasti skrilavec sestoji iz kriptokristalaste kloritno glinaste osnove ter mikrokristalnih zrn kremenca, posameznih zrn glinenca in drobcev vulkanskega stekla. Vijoličasti skrilavec ima enako sestavo, njegova osnova pa vsebuje fino dispergirani hematit, ki je pogosto že limonitiziran. Vložki dosežejo debelino 20 metrov, vendar jih je zaradi poraščenosti in preperine težko prikazati posebej na karti. Diabaz v zgornjem delu štalenskogorske serije potrjuje vulkanogano poreklo teh plasti in eugeosinklinarno sedimentacijsko okolje.

Štalenskogorska serija je narinjena proti severu na triadne plasti, ki jih je severno od Javorniškega potoka v novejšem času stratigrafsko raziskal I. Š t r u c l. Zato jih bomo le našeli. Profil se začne s permotriadnim rdeče vijoličastim kremenovim peščenjakom in konglomeratom. Spodnjetriadne plasti vsebujejo foraminifero *Meandraspira pusila* Ho, ki je značilna za kampske plasti. Sledita anizična stopnja s sivim plastovitim dolomitom in apnencem z rožencem ter ladinska stopnja v partnerskem razvoju: temen glinast skrilavec ter nad njim apnec in dolomit. Zgornja triada je zastopana s karnijskim laporjem, glinastim skrilavcem, apnencem in sivim plastovitim dolomitom. Više leži noriški dolomit. Retske in retsko-lisne plasti severno od Uršlje gore sestojijo iz apnene breče ter svello sivega in rumenkastega masivnega apnenca z vmesnimi lumakelami školjk in brachiopodov. A. R a m o v š in B. R e b e k sta v teh plasteh določila retskolisno makrofavno. V istih plasteh smo sedaj našli retsko mikrofavno z vrstami *Triasina hantkeni* Majzon, *Vidalina martana* Farinacci, *Favreina salevensis* (Parréjas), *Fronclularia* sp. in *Tracholina* sp. Konkordantno na masivnem apnencu leži severno od Uršlje gore rdečkasti in zelenkasto rumeni ploščasti apnec, ki vsebuje lisno, doggersko in titonsko mikrofavno. O tem razvoju je avtor skupaj z I. Šribar napisal posebno razpravo, objavljeno na str. 87 do 97 te knjige.

V južnih Karavankah se na sekciji Crna stratigrafski profil prične z zgornjekarbonskim kremenovim konglomeratom, peščenjakom in skrilavcem, ki predstavljajo zahodni podaljšek plasti sekcije St. Vid na Slemenu. Na listu Slovenj Gradec vsebuje to zaporedje leče apnenca z mikrofavno, ki dokazuje orenburško

stopnjo. Na sekciji Črna je zastopan tudi sivi, svetlo sivi in rožnati trogkofelski apnenec. Meje s sosednjimi kameninami so tektonske. Na istem območju najdemo triadne usedline skitske in ladinske stopnje. Spodnji del skitske stopnje sestoji iz dolomita z vložki rdečkasto vijoličastega peščenjaka, zgornji pa iz sivega ploščastega apnenca ter rumenkasto rjavega in vijoličastega peščenega skrilavca. Na skitske plasti so narinjeni zgornjekarbonski sedimenti. Na jugozahodnem delu sekcije Črna leži manjša krpa ladinskega svetlo sivoga apnenca, ki ga na severni strani loči prelom od skitskih skladov, na južni in jugozahodni strani pa je prekrit s srednjeoligocenskim laporjem. V južnem delu sekcije Črna leži na triadni podlagi oligocenski peščen lapor s posameznimi vložki apnenca. Lapor vsebuje mikrofavno, med katero so tudi značilne paleogenske vrste *Clavulinoides szaboi*, *Vaginulinopsis gladius*, *Vaginulinopsis pseudodecorata*, *Nummulites* sp., *Operculina* sp. in *Unigerina* sp.. Te vrste nastopajo tudi v rupelijskih plasteh v laškozagoskem sinklinoriju. Na podlagi foraminifer sklepamo na nastanek laporja v morju, globokem okoli 200 metrov. Nad laporjem sledi smrekovska serija glinovca, andezitnega tufa, tufita, vulkanske breče in andezita v obliki izlivov med piroklastičnimi sedimenti. Enake plasti so razen na sekciji Črna razširjene tudi na sekciji Ljubno. Erupcije so se vršile ob smrekovskem prelomu, vulkanski material pa se je usedal v morju južno od te dislokacije. Na podlagi značilnih sedimentoloških tekstur (gradacija, imbrikacija) sklepamo, da se je vulkanogeni material transportiral večidel z blatnimi tokovi s strmega severnega pobočja v bazen.

Med kvartarnimi sedimenti so zastopani pobočni gruč in aluvialne naplavinne; severno od Bele peči na sekciji Črna pa se pojavlja tudi morenski material.

Pri izdelavi litološke karte smo ločili posamezne skupine kamenin, ki so si podobne po kemični sestavi in na njih nastaja bazična, nevtralna ali kisl prst. V skupino kamenin, ki dajejo bazično prst, smo uvrstili apnenec in dolomit; v skupino, na kateri se razvija nevtralna prst pa apnenec z vložki glinastega skrilavca, lapor in menjavanje laporja ter glinovca. Kisl tla pa nastajajo na granitu, tonalitu, grajsu in blestniku ter na silursko-devonskih skrilavcih.

Pri terenskem delu so z avtorjem sodelovali Miro Znidarčič, Marjan Poljak in Zmago Jerše, pri laboratorijskih mikropaleontoloških določitvah Lija Rijavec in Ljudmila Sribar, pri petrografskih Marija Dimić in pri sedimentoloških Saša Orehek. Kartiranje financira Raziskovalna skupnost Slovenije.

UDK 55(084.3 M 100) (497.15) Delnice

Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Delnice**Geological Map of SFRJ 1 : 100 000 Sheet Delnice**

Stevo Dozet

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor je s sodelavci nadaljeval kartiranje na sekcijah Kočevje, Mozelj in Kočevska reka, ter Prezid in Cabar. Našel je nove izdanke permokarbonskih plasti pri Kočarjih na sekciji Mozelj, ter na sekciji Kočevska reka ob cestah Morava—Banja Loka in Borovec—Banja Loka. Po analogiji s sosednjimi listi jih je uvrstil v srednji perm. Dopolnil je tudi triadni profil po najdbi werfenskih plasti v oblačnem klastičnem razvoju z vložki dolomita ob cesti Kočevska reka—Borovec—Briga. Po vrzeli srednje-triadnih in spodnjekarnijskih plasti sledi sklenjen profil od zgornjega karnika do zgornje krede, ki ga je avtor detajlno prikazal in delno utemeljil s fosili, delno pa po legi. Vzporedno je študiral tudi odvisnost kraške morfologije od geološke zgradbe. Skupno je bilo doslej kartirano 167 km² in rekognoscirano 363 km². Za območje sekcije Mozelj je sestavljena litološka karta s površino 75 km².

The author and his team continued geological mapping of the sheet sections Kočevje, Mozelj, Kočevska Reka, Prezid and Cabar. Until now unknown outcrops of Carboniferous Permian beds at Kočarje (sheet section Mozelj) were found, as well as on the sheet section Kočevska Reka along the roads Morava—Banja Loka and Borovec—Banja Loka. By analogy with the adjacent regions they were ranged into Middle Permian. The Triassic columnar section was supplemented by the sequence of Werfensian beds, composed of clastic rocks with dolomite intercalations, along the road Kočevska Reka—Borovec—Briga. Middle Triassic and Lower Carnian beds are lacking. There follows a continuous sequence from Upper Carnian to Upper Cretaceous deposits that is described in detail and partly evidenced by fossils, partly based upon superposition. The dependence of karst morphology on geological structure is discussed. In total an area of 167 km² was mapped, and 363 km² reconnoitered. A lithological map comprising 75 km² of the sheet section Mozelj was compiled.

Najstarejši objavljeni podatki, ki obravnavajo tudi geološke razmere kartiranega področja lista Delnice, so prikazani na manuskriptnih geoloških kartah Črnomelj-Kočevje (V. M. Lipold in G. Stache, 1959) ter Lož-Cabar (T. Kormoš, 1890). Obe sta izdelani v merilu 1 : 75 000.

Najstarejše plasti kartiranega in rekognosciranega področja so permokarbonske. Njihova manjša krpa leži pri Kočarjih ob južnem robu sekcije Mozelj. Tu se menjavata temno sivi glinasti skrilavec ter tankoploščasti in lističasti močno sljudnati peščenjak. Enako so razvite permokarbonske plasti na sekciji Kočevska reka v izdankih ob cesti Morava-Banja Loka in ob cesti Borovec-Banja Loka. Po analogiji s sosednjimi listi gre za srednjeperske, najverjetneje srednjetrogkofelske sklade. Ne izključujemo pa, da je del teh plasti mlajši ali starejši. Triadne plasti so razširjene na sekcijah Mozelj in Kočevska reka. Našli smo spodnje in zgornjetriadne plasti.

Stevilne izdanke spodnjetriadnih plasti sledimo ob cesti Kočevska reka-Borovec-Briga. T. K o r m o š (1890) jih je na svoji karti označil kot werfenske. Gre za vijoličasto rdeči glinasti skrilavec ter vijoličasto rdeči, rumenkasti redkeje modrikasto zeleni in rjavkasto sivi tankoploščasti in lističasti meljevec in peščenjak. Ponekod vsebujeta peščenjak in skrilavec še interkalacije rumenkastega, rožnatega in zelenkastega dolomita. Večji del plasti najverjetneje res pripada spodnji triadi, niso pa izključeni karnijski in permški sedimenti.

Na odseku ceste Morava-Briga sta dva izdanka karnijskih plasti. Konkordantno pod zgornjetriadnim dolomitom leži vijoličasto rdeči, rumenkasti in sivkasti drobno in srednjezrnati peščenjak, ki vsebuje interkalacije sivlega dolomita. Spodnji del karnijskih plasti manjka. Na starost teh plasti sklepamo po njihovi legi in litološki sestavi.

Zgornjetriadni dolomit noriske in retske stopnje smo razdelili na dva člena. Spodnji sestoji iz sivlega redko črnega drobno in finoizrnatega, tu in tam debeloizrnatega dolomita. Debelina plasti počema od spodaj (250 do 40 cm) navzgor (25 do 40 cm). Gre za pasoviti ponekod stromatolitični glavni dolomit. V srednjem delu smo ponekod našli v dolomitu onkoide, ki kažejo na sedimentacijo v plitvem morju. Debelina tega člena znaša okrog 500 m.

V zgornjem členu, ki je prav tako debel približno 500 m, se menjavata pasoviti glavni dolomit, kakršnega smo opisali že v spodnjem členu, ter srednje in debeloizrnati plastoviti (20 do 45 cm) temno sivi močno bituminozni dolomit. Ta člen predstavlja postopen prehod glavnega dolomita v liasni dolomit. Po analogiji s soslednjimi listi ga uvrščamo v zgornjo triado.

Jurske plati prihajajo na površje na sekcijah Mozelj in Kočevje. Sestojc iz apnenca in dolomita v plitvomorskem razvoju. Enolična litološka sestava in pomanjkanje vodilnih fosilov nam zaenkrat onemogočata podrobnejšo razčlenitev.

V spodnji in srednji lias smo uvrstili izdanke temno sivlega drobno, srednje, in debeloizrnatega močno bituminoznega dolomita pri Oneku, Livoldu in Moravi. Dolomit je ploščast (5 do 15 cm) in plastovit (25 do 40 cm). Pri Livoldu smo v njem našli litotide.

Zgornjeliadne in doggerske plasti so zaradi pomanjkanja vodilne favne prikazane skupaj. Sestojc iz svetlo sivlega, sivlega in temno sivlega mikritnega in osparitnega apnenca ter debeloizrnatega ploščatega in plastovitega in temno sivlega dolomita. Močno prevladuje apneni facies. Dolomita je znatno manj in se pojavlja največ v spodnjem delu v obliki tanjših vložkov. Starost teh plasti je določena le po njihovi legi.

V spodnjem delu malma, ki obsega oksford in spodnji kimmeridgi, prevladuje svetlo sivi mikritni apnec. Dobi se še rjavkasto in temno sivi mikritni in intramikritni apnenci, v zgornjem delu pa tudi sivi oolitni apnenci. Dolomit se v spodnjem delu pojavlja le v obliki tankih interkalacij, v zgornjem pa dosežejo njegovi skladi debelino 50 m. Je debel in srednjezrnat, rjavkasto siv, temno siv, ponekod tudi svetlo siv. Spodnji del malma določa hidrozoj *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Te plasti vsebujejo med drugimi tudi foraminifero *Kurnubia palestiniensis* Henson in algo *Macroporella sellii* Crescenti. Našli smo tudi nekaj horizontov s polžki, školjkami, brahiopodi in koralami, vendar nabrani fosilni material še ni določen.

Na hribu Bidros NW od Laz na sekciji Mozelj je z alga *Clypeina jurassica* Favre dokazan zgornji del malma. Ta alga nastopa v temno sivem in sivem mikritnem in intramikritnem plastovitem (20 do 150 cm) in redkeje v ploščastem apnencu. Poleg omenjene alge se v tem apnencu pojavljajo še miliolide in algi *Pianella* (*Salpingoporella*) *annulata* Carozzi in *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri. V zgornjem malmu je tudi nekaj vložkov rjavkasto sivega in temno sivega srednje in debelozrnatega dolomita. Debeli so do 30 m. Na meji med spodnjim in zgornjim malmom je nastajal boksit. Njegovi žepi so najdeni v malmskih plasteh hriba Bidros NW od Laz na sekciji Mozelj in vzhodno od Koč na sekciji Kočevska reka.

Spodnjo kredno smo s pomočjo favne razdelili na dva dela. Spodnji pas sestoji iz temno sivega ploščatega in plastovitega mikritnega apnenca z vložki temno sivega in rjavkasto sivega bituminoznega dolomita. Apnenec vsebuje v spodnjem delu tintinine, nato favreine in alga *Pianella* (*Salpingoporella*) *annulata* Carozzi. Precej pogostna je tudi alga *Clypeina solkani* Conrad and Radoičić (*Munieria baconica* Deecke). Opisane sedimente štejemo v valanginij, hauterivij in barre-mij. Debelina tega pasu znaša približno 750 m.

V zgornjem pasu prevladuje temno sivi in črni mikritni močno bituminozni apnenec. Svetlo sivi apnenec je bolj redek. Spodnji del tega člena vsebuje bogato miliolidno mikrofavno, orbitoline, rekvienide in alga *Pianella* (*Salpingoporella*) *dinarica* Radoičić. Orbitoline in rekvienide se pojavljajo v več horizontih, debelih 1 do 10 m. V vrhnjem delu tega pasu se pojavljajo tudi sivkasti in rjavkasto sivi ploščasti zrnati dolomit, dolomitna breča ter temno siva apnena breča. Opisane sedimente smo uvrstili v aptij in albij.

Zgornjekredni sedimenti so razkriti le v bližini Kočevja. Razdelili smo jih na cenomanske in spodnjeturonske plasti. Cenomanske plasti smo po litološki sestavi in favni razdelil na dva dela; spodnji sestoji iz sivega in rjavkasto sivega ter rožnatega biosparitnega apnenca s številnimi drobnimi fragmenti in redkimi preseki radiolitov. Miliolidna mikrofavna je redka in siromašna. V teh plasteh se dobijo *Rhapydionina dubia* De Castro, *Trocholina conica* Henson, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, ostrakodi, miliolinide in fišerinide. Debelina spodnjecenomanskih plasti ne presega 250 m.

V zgornjem cenomanu je razvit svetlo sivi in beli plastoviti (20 do 60 cm) radiolitni apnenec. Gre za intrasparitni in intrapelsparitni, redkeje mikritni apnenec s številnimi radioliti. Najpogostejši so rodovi *Acteonella*, *Eoradiolites*, *Distephanella* in *Durania*. Zastopana je nadalje naslednja mikrofavna: *Nezzazata simplex* Omara, *Nezzazata conica* Smauth, *Nummuloculina cf. regularis* Philipson, *Praesorites* sp., *Peneroplis* sp., *Rhapydionina dubia* De Castro in druge. Med algami se najpogosteje pojavljajo *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Kamenine spodnjega turona so litološko zelo podobne zgornjecenomanskim. Razlikujemo tri tipe svetlo sivega in belega plastovitega apnenca: mikritnega, intrabiosparitnega in biointramikritnega. Reperno plast z exogyrami smo vzeli za mejo med cenomanom in turonom. Prav v tej plasti opazujemo močne spremembe mikrofavne. Spodnji turon je vidno siromašen s foraminifersko asociacijo, pojavi pa se dazikladaceja *Heteroporella lepina* Fraturlon.

Terciarne usedline prekrivajo v obliki večjih in manjših krp Kočevsko polje, Zajčje polje ter kraška polja Livolda, Suhlega potoka, Kočarjev, Novih laz in

Kočevske reke. Povsod gre za rdečkasto rjavo, rumenkasto rjavo in sivkasto rjavo glino, oziroma ilovico z dobro zaobljenimi rdečimi, rumenimi in črnimi prodniki kremena in roženca, velikimi nekaž cm. Opisane usedline so pričele nastajati v pliocenu in verjetno njihova sedimentacija kontinuirano traja vse do današnjih dni.

Kvartarnih usedlin je malo. Na geološki karti smo ločili tri kvartarne oblike: aluvij, aluvij rečnega korita in deluvij.

Zgradba ozemlja je komplicirana zaradi mreže prelomov in razpok. Prevladujejo dinarsko usmerjeni prelomi in prelomi N-S, manj je prečnodinarskih in drugih smeri. Prelomi so vertikalni do subvertikalni. Sledimo jih po milonitiziranih in limonitiziranih conah, ki so široke po več sto metrov. Razpoke ob prelomih so zapolnjene s kalcitom. Pogosto so kamerine spremenjene v tektonsko brečo in mnogokje močno silificirane. Usmerjenost struktur se lepo ujema s smerjo dolin, jarkov, vrtač in površinskih vodnih tokov.

Ozemlje sekcije Mozelj delimo po zgradbi na dva dela. Severno polovico karakterizirajo številni močni dinarsko usmerjeni prelomi. Zahodni del severne polovice sekcije je bil, če izvzamemo področje rudnika, kot kaže mirnejši, v vzhodnem delu pa gre za intenzivna spuščanja in dviganja posameznih blokov.

Zgradba južne polovice sekcije Mozelj je bolj zapletena od severne. Mreža prelomov in razpok je tukaj zelo gosta. Razen močnih dinarsko usmerjenih prelomov opazujemo prav tako močne prelome s smerjo N-S, ki so mlajši od dinarskih. Ob prelomih N-S so se skladi bolj ali manj horizontalno premaknili; vedno je premaknjeno vzhodno krilo proti severu. Posamezni bloki pa so spuščeni ali dvignjeni.

Na kartiranem ozemlju pridobivajo premog, apnenec in dolomit. Premog kopljejo v Šalki vasi pri Kočevju. V peskokopih pri Lazah med Mozljem in Kočarji; ter med Mozljem in Rajndolom izkoriščajo zdrobljen zgornjetriadni dolomit. Največji kamnolom je pri Zeljnah, kjer lomijo zgornjekredni apnenec. Kamen je razpokan in je zato njegova uporabnost omejena.

UDK 553.44:650.6(497.12)

Geološke raziskave svínca in cínka Geological Exploration of Lead and Zinc

Miran Iskra in Franc Drovenik
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33
Ivo Stručl
Rudnik svínca in topilnica Mežica

V letu 1974/75 smo raziskave svínca in cínka nadaljevali na ožjem območju rudnika Mežica, zahodno od Tople v Koprivni in v Puharju. V centralnem delu mežiškega rudišča je bila v globini revirja Union najdena bogata ruda stratiformnega tipa. Raziskave globinskih delov revirja Graben in Navršnik po programu za to leto še niso končane. V Koprivni pričakujemo orudenje s cínkom v anizičnih plasteh kot v Topli; izvrtani sta bili dve vrtni, ki sta dali pomembne podatke o litološki sestavi anizičnih in ladinskih plasti. Po končanih geoloških raziskovalnih delih v Puharju pri Šoštanju so bili v letu 1974/75 izvedeni poskusi oplemenitenja rude, ki so uspeli glede kvalitete in izkoristka koncentrata. Postavlja pa se vprašanje ekonomičnosti v zvezi z odkopavanjem najhjih rudnih teles. Petrološke in rudne preiskave kažejo v Puharju na zgodnje diagenetski nastanek cínkovo-svínčne rude s ponovnim premeščanjem v toku epigeneze.

In 1974—75 the exploration of lead and zinc has been continued in the closer area of the Mežica mine, at Topla and at Puharje. In the central part of the Mežica mine the exploration has been successful in the vicinity of the Union fault, where a new deep seated stratiform ore deposit has been discovered. To the west of Topla, at Koprivna, where a zinc mineralization in Anisian strata is expected, two boreholes were drilled, which gave important data on the lithological composition of this region. Enrichment assays with the Puharje ore have been carried out, in 1975, the mining works at Puharje being accomplished in 1973—74. As to quality and recovery, the results of concentration were good, but at present the economic factor have not been taken in account. According to petrological and mineralogical research the zinc and lead ores would seem to have originated by diagenetic processes. Later on they have been redistributed by epigenetic changes.

Mežica. Raziskovalna dela v globini revirja Union so bila uspešna. V tem revirju že dolgo časa odkopavajo bogato rudo ob sistemu unionskih prelomov. Sedaj pa so tam na globini 750 m pod karditskim skrilavcem našli še stratiformni tip rude, ki vsebuje okrog 10% Pb in 4% Zn.

Po programu za leto 1974/75 bi morali z vrtnjem raziskati tudi globlje dele wattersteinskih plasti v revirjih Graben in Navršnik, kjer lahko pričakujemo rudo. Ta dela pa niso bila izvedena, ker se je vrtnje v Koprivni zavleklo zaradi kompliciranih geoloških razmer.

Detajlno geološko kartiranje smo nadaljevali nad centralnim mežiškim rudiščem. Z njim smo pokrili okrog 10 km² ozemlja.

Topla. Pojavi cínkove rude v anizičnem dolomitu Tople so raziskani tako daleč, da bo v kratkem lahko stekla proizvodnja.

Ker se anizične plasti od Tople nadaljujejo proti zahodu v smeri Koprivne, smo tam zvrtili dve globoki vrtini. Vrtina T-6/74 je dosegla globino 430,0 m in pri tem sekala v zgornjem delu temne klastične kamnine, ki jih lahko primerjamo s kameninami ladina v partnaškem razvoju, v spodnjem delu pa karbonatne plasti anizične stopnje. Partnaške plasti so v skladovnici sicer karbonatnih kamenin aniza in ladina važen reper, ki nam pomaga pojasnjevati komplicirane tektonske razmere ob velikem periadriatskem prelomu, kjer se posamezne plasti lahko ponavljajo. O kompliciranih geoloških razmerah govori tudi vrtina T-7/74, globoka 426,0 m; navrtala je anizični apnenec in dolomit, ki se ponavljata in bo njen pravi stratigrafski položaj moral biti določen šele na podlagi sedimentoloških, mikropaleontoloških in geokemičnih raziskav.

Puharje. Večletne raziskave z rovom in vrtanjem v Puharju smo končali v letu 1973/74. Pokuzalo se je, da je tu računati na siromašno, v glavnem cinkovo rudo. Možne so lokalne obogatitve rude, ki bi jo v bodočnosti mogli ekonomično odkopati. Teh obogatitev nismo dokončno raziskali, ker bi bilo to mogoče le s poskusnim odkopavanjem, ki pa ga program osnovnih raziskovalnih del ni vseboval. Pač pa je rudnik Mežica, kot svoj prispevek k raziskovalnemu programu 1974/75, na določenem kraju bogatejše rude napravil manjši poskusni odkop. Odstrelili so okrog 200 t rude, s katero so v Mežici izvedli industrijski poskus obogatitve. Ze preje so v laboratoriju poskusno predkoncentrirali in flotirali 100 kg težak vzorec rude, ki je dal prenizek koncentrat s 50,9% svinca in zadovoljiv koncentrat s 55% cinka, vendar s slabim izkoristkom.

Industrijski poskus je bil napravljen z mnogo siromašnejšo rudo kot laboratorijski (1,40% Pb in 2,80% Zn). Pri tem so bili doseženi zadovoljivi rezultati tako glede kvalitete koncentrata kot glede izkoristka. Ekonomika pa zaenkrat ni bila upoštevana, ker bi v ta namen morali natančneje poznati pogoje odkopavanja manjših rudnih teles. Do tega poročila petrološke in rudne raziskave še niso bile končane. Določenih je bilo več tipov dolomita, ki predstavljajo prehode od homogenega dolosparita do disolucijske breče. Študira se zveza med vrsto dolomita in cinkovo-svinčevo rudo. Zelo verjetno je ruda zgodnjediagenetskega nastanka s premeščanjem v toku epigeneze.

UDK 550.8:553.6

Geološka prospekcija ozemlja občine Šentjur pri Celju

Geological Prospecting for Mineral Raw Materials of the Šentjur Community Area

Naša Krošl-Kuščer

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Geološka prospekcija ozemlja manj razvite občine Šentjur pri Celju je obsegala pregled naslednjih kamenin: triadni apnenec in vulkanske kamenine, oligocenski peščeni lapor in andezitni tuf, miocenski kremenov pesek, litavski apnenec in laški lapor. Vključen je bil tudi hidrogeološki pregled hipotermalnega izvira v Dobrini pri Zusmu.

During the prospecting for mineral raw materials of Šentjur community some brief site investigations and preliminary chemical and technological analyses were carried out. The following rocks were investigated: Triassic limestone and associated volcanic rocks, Oligocene sandy marl and andesitic tuff, and Miocene quartz sand, Lithothamnion limestone and marl. A brief survey of the hypothermal spring at Dobrina near Žusem was carried out too.

Občina Šentjur pri Celju leži na manj razvitem območju in zajema tudi del Kozjanskega. Za razvoj industrije bi bila zato koristna najdba mineralnih surovin. V prvi polovici prejšnjega stoletja so nekaj časa kopali železovo rudo na severovzhodnih pobočjih Bohorja in v Zusmu, ki je zahodni podaljšek Rudnice. V Fužinah je tedaj obratoval tudi plavž. Zaradi majhnih zalog, neenakomerne kvalitete in težke taljivosti rude so bili ti kopri opuščeni.

Več možnosti lahko pričakujemo na nemetalnem področju. Že v prvi polovici prejšnjega stoletja je bil po Evropi znan bentonit iz Blagovne severozahodno od Celja, ki so ga izvažali še po prvi svetovni vojni. Po drugi svetovni vojni so odprli več nahajališč bentonita vzhodno od Celja, med njimi tudi nekaj kopov južno od Šentjurja. Obratovanje pa je bilo zaradi majhnih rezerv in tektonsko porušene plasti opuščeno. Geološka prospekcija v l. 1974 je imela namen pregledati in orientacijsko določiti morebitno uporabnost drugih nemetalnih surovin. Laboratorijske analize so pokazale, da so za bolj podrobne raziskave zanimiva naslednja nahajališča:

- diabaz na severnem delu Bohorja
- andezitni tuf zahodno od Žusma
- kremenov pesek na več krajih, posebno okoli Jezerc
- litavski apnenec vzhodno od Ponikve

Preliminarne preiskave lastnosti zgoraj naštetih kamenin so nakazale možnosti njihove uporabe v industriji gradbenih materialov in v gradbeništvu. Zelo razširjeni oligocenski peščeni lapor in lapor laškega horizonta bi glede na svojo sestavo in druge lastnosti ustrezala le kot surovina za proizvodnjo cementa.

Hidrogeološki pregled izvira v Dobrini je pokazal, da temperatura (14 do 15°C) in izdatnost (2 do 3 litre na sek.) ne nakazujeta zadostne sigurnosti, da bi tudi z velikimi investicijami v globoko vrtanje dosegli ugoden rezultat.

UDK 55:06(447)

O delovanju Slovenskega geološkega društva 1974-75

Dušan Kuščer in Saša Orehek

A. Kongresi in posvetovanja

Oktober 1974 je društvo skupno z Geološkim zavodom Ljubljana, Inštitutom za geologijo univerze v Ljubljani in Paleontološkim inštitutom SAZU organiziralo 8. jugoslovanski geološki kongres na Bledu. Pokrovitelj kongresa je bil Izvršni svet SRS, ki ga je zastopal podpredsednik dr. Avguštín Lah. Organizacijo kongresa sta finančno podprla SBK pri Raziskovalni skupnosti Slovenije in Geološki zavod Ljubljana. Kongresa se je udeležilo 428 geologov iz vse Jugoslavije. Prisostvovalo je tudi 9 zastopnikov tujih geoloških ustanov, in sicer 2 iz Avstrije, 2 iz Italije, 4 iz Madžarske in 1 iz Sovjetske zveze.

Med kongresom od 1. do 3. oktobra so bila strokovna predavanja razdeljena na pet sekcij:

1. sekcija: mineralogija, petrologija, geokemija	19 predavanj
2. sekcija: paleontologija, sedimentologija, stratigrafija	32 predavanj
3. sekcija: geotektonika, geofizika	22 predavanj
4. sekcija: inženirska geologija, hidrogeologija	11 predavanj
5. sekcija: ekonomska geologija	35 predavanj

Razen predavanj po sekcijah je bilo še 9 predavanj na plenarnem zasedanju. Po kongresu je društvo priredilo 6 ekskurzij v naslednje kraje:

1. ekskurzija (4. in 5. oktober): Trias (Črna, Celje), oligocen in miocen (Gornji grad, Hrastnik, Trbovlje), pliocen (Velenje). Vodili so S. Buser, A. Grimšičar in D. Kuščer.

2. ekskurzija (4. in 5. oktober): Tektonika Julijskih Alp, mezozoik. Vodil je A. Ramovš.

3. ekskurzija (4. in 5. oktober): Magmatske in metamorfne kamnine Smrekovca, Karavank in Pohorja. Vodila sta P. Mioč in E. Faninger.

4. ekskurzija (4. oktober): Rudišče Hg Idrija, rudišče U Žirovski vrh. Vodila sta I. Mlakar in E. Lukacs.

5. ekskurzija (5. oktober): Pb-Zn rudnik Mežica. Vodil je I. Stracl.

6. ekskurzija (4. in 5. oktober): Termalni in mineralni vrelci v vzhodni in jugovzhodni Sloveniji. Vodila sta F. Drobne in A. Nosan.

V soglasju z Zvezo geoloških društev SFRJ je Slovensko geološko društvo, na pobudo iniciativnega odbora v sestavi V. Gregorič, S. Orehek in B. Šebedič, priredilo 15. in 16. sept. 1975 prvo posvetovanje komisije za sedimentologijo Jugoslavije.

B. Predavanja

12. 11. 1974 — E. Schroll: Geochemische Charakteristika der Erzlagerstätten in Ostalpen (gost z Dunaja)
26. 11. 1974 — J. Slivnik: Tehnološka predelava uranove rude z Žirovskega vrha (z barvnim filmom)
10. 12. 1974 — S. Grafenauer: Sistem raziskovanja in študija v ZDA
20. 12. 1974 — R. Radošič: Facije in paleogeografija krede Merdita jedinice
7. 1. 1975 — S. Grafenauer: Geološke zanimivosti Severne Amerike
21. 1. 1975 — P. Mioč in M. Znidarčič: Pregled geološke zgradbe na listu Slovenj Gradec
4. 2. 1975 — F. Drovenik: Preskrba z mineralnimi surovinami danes in jutri
18. 2. 1975 — J. Ivanković, K. Vavpotič in F. Vidic: Geološki in geotehnični pogoji izgradnje ljubljanskih obvoznic
4. 3. 1975 — A. Stritar: Pomen geologije in pedologije za prostorsko planiranje
18. 3. 1975 — F. Osole: Prerez paleolitika na Slovenskem
1. 4. 1975 — C. Slesinger: Nekaj o globljih zemeljskih blokih
6. 5. 1975 — Diskusijski večer o študiju geologije na univerzi v Ljubljani
20. 5. 1975 — T. Turk, K. Jenko in J. Vogrinc: Rezultati istraživanja na naftu i plin na području SR Slovenije

C. Ekскурzije

20. 2. 1975 — Ogljed reaktorja in poskusnega obrata za predelavo uranove rude v Podgorici (Ekскурzijo so vodili sodelavci Inštituta "Jožef Stefan")
19. in 20. 4. 1975 — Zagreb-Zutica polje-Novska-Bjelovar-Bilo Gora-Sandrovac polje-Zagreb (Hrvatsko geološko društvo in Ina-Naftaplin sta priredila ekскурzijo za Slovensko geološko društvo).

NOVE KNJIGE
BOOK REVIEWS

UDK 048.1

Helmut Schröcke: *Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung*. Ferdinand Enke Verlag, 1973, Stuttgart. Obseg: X + 287 strani. 170 slik in 27 tabel, 18 × 24 cm. V platno vezano DM 136,—.

Po nastanku so rudišča magmatskega, sedimentarnega in metamorfnega izvora, pri čemer so med njimi dani številni prehodi. Čeprav razpolagamo danes s številnimi učbeniki o nastanku rudišč, predstavljajo Schröckeve »Osnove nastanka magmatogenih rudišč« določeno novost, ker avtor uporablja pri razlagi pojme iz kemične termodinamike. Zato mora biti vsakdo, ki želi z razumevanjem predelati vso knjigo, že seznanjen s fizikalno kemijo, pa tudi z mineralogijo, petrologijo in geologijo. Torej je knjiga namenjena strokovnjakom, ki se žele poglobiti v problematiko nastanka rudišč, povezanih neposredno ali posredno z magmatsko dejavnostjo.

Avtor seznanil bralca najprej z zgradbo Zemlje (str. 1-20). Podrobno obravnava sestavo in agregatno stanje zemeljske skorje, plašča in jedra; dogajanja v zgornjem nivoju zemeljskega plašča imajo velik vpliv na orogenetske procese in magmatizem v zemeljski skorji, s tem pa tudi na nastanek magmatskih rudišč.

Naslednje poglavje je posvečeno današnjim pogledom o nastanku magem (str. 21-45). Avtor obravnava palingenezo v zvezi s nastankom granitne magme pri orogenetskih procesih v zemeljski skorji, oziroma porajanje bazaltne magme v zemeljskem plašču, če lokalno popusti pritisk.

Sledi poglavje o intramagmatskem nastanku nekaterih sulfidnih in oksidnih rudišč in prispevek o današnjih glediščih v zvezi z nastankom diamanta v ultrafeničnih magmatskih kameninah (str. 46-57).

Obširno obravnava avtor silikatne taline (str. 58-112). Za popolno razumevanje je potrebno znanje iz fizikalne kemije. Poglavje se začne z obravnavo vpliva pritiska in temperature na silikatne taline, upošteva tudi vpliv lahkihlapnih snovi, raztopljenih v magmi, kakor tudi vpliv težnostnega polja in časa na dogajanja v magmi. Avtor upošteva najnovejša dognanja o zgradbi silikatnih talin.

Posebno poglavje je posvečeno plinom, ki izhajajo iz magem in povzročajo na kontaktu pneumatolitske spremembe kamenin (str. 113-139). Dubimo natančne podatke o sestavi plinov.

Hidrotermalnim raztopinam je posvečena posebna pozornost (str. 140-223). V zvezi z njimi nastajajo rudišča, ki tvorijo prehod iz magmatskih rudišč k drugim tipom. V tem poglavju obravnava avtor lastnosti vode kot topila, prenos rudnih raztopin iz magme in mehanizem nastanka rudnih teles v sosednjih kameninah, kakor tudi nastanek in izvor hidrotermalnih raztopin.

Nekateri minerali nam lahko pomenijo geološke termometre in barometre. V poštev pridejo nekatero trdne raztopine, kot npr. sfalerit, katerih sestava je odvisna od temperature in pritiska med njihovim nastankom. Temu problemu je avtor posvetil posebno poglavje (str. 224-240).

Zadnje poglavje obravnava metasomatozo (str. 241-268). Povzročijo jo plini in raztopine, ki izhajajo iz magne. Za nastanek rudišč so predvsem pomembne reakcijsko sposobne kamenine zunaj samega kontakta z magmo.

Razlaga v knjigi je temeljita, dopolnjujejo jo pa številni diagrami. Bogat je seznam literature. Učbenik je nepogrešljiv za vsakogar, ki si želi globljega znanja o nastanku rudišč.

Ernest Faninger

Erich Schroll: Analytische Geochemie. V dveh delih. I. del: Methodik. Založba: Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1975. Obseg: XII + 292 strani, 98 slik, 42 razpredelnice, 25 razpredelnice dodatka. Broširano DM 59.—

Geokemija je postala v okviru geoloških ved pomembna samostojna veda, ki pa je močno povezana z drugimi področji, posebej še z analizo kemijo. Knjiga obravnava prav to področje, tj. analize metode v geokemijski analizi.

Prvi del knjige obsega 8 poglavij in kazalo. V prvem poglavju — uvodu je podrobno obdelana geokemija kot znanstvena disciplina, njene naloge in obseg dela. Avtor posebej opozarja na »elemente v sledovih« (Spurenelemente) in »redke« elemente v geokemiji, prav tako pa na pomembnost geokemije izotopov. V naslednjih poglavjih opisuje vzorčevanje, kemijsko analizo in statistiko, drugi del pa bo vseboval interpretacije analizičnih podatkov.

Avtor posveča precej pozornosti vzorčevanju, izhajajoč iz tega, da raziskovalni rezultati ne morejo biti boljši kot sta program in izvedba vzorčevanja ter seveda, da je program vzorčevanja odvisen od zastavljenega problema. Prikazana sta pomembnost statistike pri vzorčevanju in celoten proces priprave vzorca za analizo.

Najohsežnejše poglavje prvega dela je kemijska analiza. Ta je za namen knjige zelo dobro obdelana. Prikaže vse najpomembnejše analize metode, in to klasično mokro silikatno analizo, fotometrijo, elektrokemijske metode, plamensko in atomsko — absorpcijsko spektrometrijo, optično (emisijsko) spektroskopijo, rentgensko fluorescenčno analizo, gama spektrometrijo, aktivacijsko analizo, masno spektrometrijo in kombinirane analize postopke.

Posamezne analize metode so razdeljene in obdelane glede na agregatno stanje vzorca in predvsem glede na njihovo uporabnost v geokemiji. Ustrezno temu sta najbolj temeljito obdelani metoda emisijske spektroskopije in rentgenske fluorescenčne analize, manj pa mokre in ostale fizikalno-kemijske analize metode. Avtor prikaže za vsako metodo njene teoretične osnove, seveda v omejenem obsegu, vendar s pomočjo enostavnih matematičnih zvez in grafičnih prikazov dovolj razumljivo tudi strokovnjakom, ki niso specializirani za to področje. Bolj pomemben je prikaz uporabnosti in možnosti posameznih metod, ki daje geologu dovolj nazoren vpogled v analizi del geokemije in mu je pri programiranju dela ter ciljev v neprecenljivo pomoč. V opisu metod emisijske spektroskopije in rentgenske fluorescenčne so zgoščena spoznanja in izkušnje avtorja, ki si jih je pridobil pri dolgoletnem poglobljenem delu na problemih analize geoke-

mije. Zbrano in zgoščeno gradivo bo strokovnjaku — spektroskopistu pri njegovem delu na področju analize sledov v obilno pomoč.

Blizu 40 strani je posvečenih statistični obdelavi analiznih rezultatov. To poglavje je pomembno tudi zato, ker kljub možnosti, ki nam jo nudijo elektronski računalniki, posvedamo premalo pozornosti verjetnosti in zanesljivosti, torej statistični obdelavi rezultatov.

V prilogi ima knjiga v 25 razpredelnicah zbrane številne podatke, ki jih sicer dobimo v mnogih priročnikih, vendar smo preglednega gradiva najbolj potrebnih podatkov lahko veseli.

Ob koncu vsakega poglavja je pregledno zbrana najpomembnejša literatura za vsako področje posebej. Poleg podatkov o knjigah in pomembnejših strokovnih revijah so zbrani tudi podatki o posbnih izdajah in najpomembnejših publikacijah.

Jože Fegeš

Hansgeorg Pape: Leitfaden zur Gesteinsbestimmung mit Tabelle zur Bestimmung der wichtigsten Gesteine nach einem Schlüssel mit mehrfachen Verzweigungen. 3. močno razširjena izdaja. Založba Ferdinand Enke Verlag 1975, Stuttgart. Obseg: 152 strani, 65 slik, velikost knjige 19 × 12 cm. Vezano v mehko plastiko. 11.00 DM.

Knjižica je prvenstveno namenjena študentom geoloških znanosti kot priročnik za praktikum, pa tudi vsem ljubiteljem narave, ki žele več vedeti o nastanku kamenin, obenem pa se hočejo seznaniti s preprostimi načini njihovega določevanja z uporabo žepnega noža, kislne in eventualno še lupc.

Avtor nas najprej seznani z lupinasto zgradbo zemeljske notranjosti in z osnovnimi pojmi, kaj predstavljajo kristali, minerali na podlagi njihovih struktur, nakar preide k opisu magmatskih kamenin, usedlin in metamorfnih kamenin. Zelo natančno obravnava preperevanje.

Knjiga vsebuje dve tabeli, ki sta sestavljeni po ključu večkratnih razvejitev. Po prvi tabeli določujemo kamenotvorne minerale, kot jih predstavljajo npr. kremen, kalcit, dolomit, glinenci, sljude, pirokseni in amfiboli, po drugi pa kamenine na svežem prelomu; pri tem si lahko pomagamo še z risbami.

Obširno obdelana sistematika magmatskih kamenin, usedlin in metamorfnih kamenin temelji na štirikomponentnih sistemih in na grafičnih prikazih s pomočjo tetraedra z vsako komponento v enem izmed oglišč. Tako npr. karakterizirajo granitoidne kamenine kremen, ortoklaz, alkalni glinenci in sljude; pri tem glede na logo kamenine v območju tetraedra razlikujemo natančneje še alkalni granit, granit, granodiorit itd.

Navodilo za določevanje kamenin, kot imenuje avtor svojo knjigo, predstavlja dragocen pripomoček tudi strokovnjakom zaradi temeljito obdelane sistematike in petrogeneze.

Ernest Faninger

Brinkmanns Abriß der Geologie — Erster Band: Allgemeine Geologie, 11. Auflage, neubearbeitet von Prof. Dr. Werner Zeil, Berlin. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1975.

11. izdaja Brinkmannove obče geologije obsega VIII + 246 strani, 228 slik, 28 tabel, format 17 × 24 cm, širina stavka 30 cicerov, kartonirana knjiga 42.— DM.

Na aktualnost vsebine Brinkmannovega repetitorija obče ali dinamične geologije in na njegovo razširjenost kažejo njegove precej pogostne nove izdaje. Leta 1961 je izšla deveta, leta 1967 deseta in leta 1975 že enajsta izdaja. K temu gotovo prispeva smotrna razdelitev snovi po poglavjih ter zgoščen, vendar jasen način izražanja geološke misli in pojmov s pisano besedo in dobrim izborom slik. V najnovejši izdaji je več kot polovica slik novih. Avtor je pri tem upošteval tudi rezultate obsežnih raziskav in meritev na kopnem ter v oceanskem in vsemirskem prostoru, ki so posebno v zadnjih letih bistveno prispevale k hitremu razvoju geološke znanosti, zlasti sedimentologije, geofizike, geokemije, magmatizma in tektonike. Vse spremembe in dopolnitve je vnesel, ne da bi pri tem povečal število ali spremenil vrstni red poglavij. Pri tem so ga gotovo vodili didaktični razlogi, saj je celo poimenovanje poglavij ohranil skoraj v celoti; od 29 poglavij je spremenil naslov le dvema, sedmo se je prej imenovalo »Denudation«, sedaj »Abtragung«, šestindvajseto pa je prej imelo naslov »Kristalasti skrilavci«, sedaj pa »Metamorfiti«. Spremenil pa je več podnaslovov.

V 1. poglavju avtor za uvod izhaja iz teorije o aktualizmu, ki temelji na fizikalnih, kemičnih in bioloških zakonitostih. Po tej teoriji je sedanost ključ za preteklost; vendar avtor tudi opozori, da velja ta klasični princip v celoti za geološka dogajanja, ki so se v zgodovini Zemlje mnogotero ponavljala, npr. sedimentacija in vulkanizem, medtem ko se redkih ali morda celo enkratnih dogodkov z današnjimi izkušnjami ne dá kontrolirati; določene oblike v Zemljinem površju npr. skušajo razložiti z udari meteoritov, ne da bi to mogli dokazati na podlagi današnjih pojavov.

V skladu z dvema izvoroma sil, ki oblikujejo Zemljo, je knjiga v nadaljevanju razdeljena na dva dela: na eksogeno in endogeno dinamiko. Prvi del obsega poglavja 2 do 17 na straneh 7 do 101, drugi pa poglavja 18 do 29 na straneh 102 do 235. Drugo in tretje poglavje obravnava preperevanje ter vse pojave v zvezi s podzemeljskimi in površinskimi vodnimi tokovi. V poglavjih 4 do 7 je poudarjena najprej odvisnost geoloških pojavov od podnebnih razmer nato pa še skupno učinkovanje preperevanja, težnosti in trenja na kamenine. V 5. poglavju je pod podnaslovom o denudaciji in tvorbi tal na malo več kot pol strani omenjen tudi kras kot rezultat raztapljanja apnenca, dolomita, sadre in drugih kamenin ter površinskega in podzemeljskega odvodnjavanja. Slika 39 kaže kraške »dolince« v Južnem Harzu, nastale zaradi podzemeljskega raztapljanja sadre. Morda bi kras le zaslužil vsaj svoj podnaslov in ustrezen prikaz iz njegove klasične dežele. Poglavja 8 do 15 obravnavajo morje kot največji sedimentacijski in življenjski prostor, geološke procese v njem, prenašanje in porazdelitev snovi v morju, klastične, kemične in organogene usedline ter na koncu morske regije: obalno s plimovanjem, plitvo in globoko morje ter pomen pelagičnih sedimentov za zgodovino Zemlje.

Na koncu 1. dela je v 16. poglavju določen obseg sprememb, ki jih združujemo v pojem diageneze; v 17. poglavju pa je opisno in genetsko na kratko podan sistem sedimentov in sedimentnih rudišč.

Drugi del knjige je obširnejši in znatno bolj dopolnjen v primerjavi s prejšnjimi izdajami. V 18. poglavju razloži avtor na podlagi treh skic, ki jih najdemo tudi v Brinkmannovem učbeniku iz leta 1972, nastajanje geoantiklinale in geosinklinale. Dve skici ponazorujeta epirogenetsko dviganje finsko-skandinavskega štita, tretja skica pa kaže premikanje obalne črte vzhodnega in severnega morja v poledeni dobi. V 19. poglavju so opisani potresi na podlagi nove pregledne skice kalifornijske obale. V obalnem pasu Kalifornije se razteza v generalni smeri NW—SE kilometer široka prelomna cona. Ob njej se obalni pas Kalifornije kot del pacifične plošče premika proti severozahodu, notranji del kontinenta pa kot severno ameriška plošča proti jugovzhodu. V zadnjem stoletju so znašali premiki popročno 5 cm na leto, ne upoštevajoč pri tem večje sunke, ki povzročajo potrese. Pleistocenske doline so se glede na starost premaknile za 1 do 20 km. Od mlajšega terciarja dalje pa znaša celotni zmik okrog 250 km. V poglavjih 20 do 22 avtor najprej opiše orogenetska premikanja Zemljine skorje, jih nato mehanično razloži ter prikaže prostorske in historične odnose nastalih struktur. Vmes obravnava terensko delo geologa, kartiranje in čitanje geoloških kart.

Sledijo poglavja 23 do 25 o magmatizmu, ki obsegajo opis magme, vulkanizma, plutonizma in njihovih produktov — magmatitov. Sistematika magmatitov, ki je bila prej povzeta po Trögerju, je sedaj prikazana po Streckeisen u. Razlago magmatizma avtor sklene tako, da privzame teorijo o dveh prvotnih magmah; bazalt naj bi bil nastal po natalitvi zgornjega plašča Zemlje, medtem ko naj bi granit izviral iz podnožja kontinentalnih plošč. Ni pa še pojasnjeno, kako pride do segretja, utekočinjenja in dviganja magme. Zvezo magmatskega in orogenetskega ciklusa podaja avtor tabelarno. Prav na kratko sta podana še dva načina nastanka magmatskih rudišč: na začetku skrepenitve, ko gravitacijsko izpadejo težki rudni minerali, in na koncu glavne skrepenitve, ko so se silikatne kamenine večidel že strdile in so preostale lahko hlapljive silavine, v katerih se koncentrirajo številni kovinski kloridi, fluoridi in sulfidi. Poglavje 26 obravnava metamorfne kamenine, njihovo klasifikacijo ter metamorfna rudišča.

Zadnja tri poglavja pa skušajo podati sliko o zgradbi in gibanju Zemlje, ki se proti kratkotrajnim obremenitvam obnaša kot elastično telo, v glavnem trdno, saj se v talini ne bi mogle kopičiti strižne napetosti niti širiti transversalni valovi. Vse to pa ne izključuje plastičnega tečenja v primeru dolgotrajnih obremenitev. Poglavje 28 obravnava kemizem Zemlje. Ti dve poglavji sta uvod za zadnje - 29. poglavje o geotektonskih teorijah. Starejše teorije so bile postavljene le na podlagi opazovanja na kopnem, medtem ko nova teorija o tektoniki plošč temelji predvsem na raziskavah in meritvah v oceanskem prostoru. Začelo se je takrat, ko so razen atlantskega podmorskega hrbita odkrili še podmorska gorstva v pacifičnem in indijskem oceanu. Ti hrbiti se dvigajo prek dva in celo tri tisoč metrov visoko nad morsko dno, so nenagubana in sestaje iz bazalta, ki je prodrl po razpokah ob njihovih vzdolžnih oseh. Vzdolž razpok prihaja do razmikanja in s tem do razširitve oceanskega dna. Nasprotno pa so nagubana gorstva na kopnem rezultat zoževanja prostora. Tako je nastal model o tektoniki plošč. Avtor je zavzel previdno stališče do tega modela, ker po njem zaenkrat še ni mogoče razložiti nastanka vseh gorstev na kopnem.

Knjiga je napisana enostavno in razumljivo, kar velja tudi za definicije ter mehanično razlago geoloških procesov. S tem je dostopna širšemu krogu bravcev, ki žele spopolniti svojo splošno izobrazbo tudi na področju geologije. Dobrodošla bo študentom in učiteljem geologije, geografije in sorodnih disciplin, ki bodo našli v njej še ustrezno literaturo na koncu vsakega poglavja, na koncu knjige pa za orientacijo precej obsežno stvarno kazalo. Potrudila sta se tudi tiskarna in založba za lep tisk in ilustracije ter dober papir in lično opremo knjige.

A. K.

Sodelavcem geologije

Vsebina in obseg dela

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publikacijah. Tekst naj ne bo daljši od 50 tipkanih strani ali 84 000 znakov. V to število nista všteta povzetek v tujem jeziku in literatura.

Prosimo vse sodelavce GEOLOGIJE, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Príprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnimi presledkom in s 4 cm širokim levim robom. Pri 28 vrsticah na vsaki strani in 60 tiskovnih znakih v vsaki vrsti dá 50 strani 84 000 tiskovnih znakov. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, števil, formul in podobno. Osebna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav in nejasnih popravkov.

Članki morejo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu vsaj ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 700 do 1000 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Če želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, je to možno v sporazumu z uredništvom.

Navajanje literature

Literaturo navajajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letalca, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite začetno črko imena in priimek avtorja ter letnico, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Ilustracije

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisane na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrofotografske in rentgenske slike je

treba predložiti visokokontrastne originale na gladkem, svetlem papirju. Izjemoma imajo avtorji možnost objaviti tudi barvne slike. Na vsaki sliki mora biti ime avtorja in zaporedna številka slike. V glavnem naj bo slika pojasnilo teksta, zato mora biti med tekstom na ustreznem mestu navedena zaporedna številka slike. Napisi in legende k slikam naj bodo kratki, posebno še, ker morajo biti dvojezični.

Pri dosedanjih izdajah naše revije se je pokazalo, da avtorji pri slikah ne upoštevajo formata knjige, kar povzroča mnogo dodatnega dela pri urejevanju in tisku. Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da je zrcalo revije $12,5 \times 19,2$ cm. V primeru, da je potrebna večja slika, naj njena širina po možnosti ne preseže 40 cm, višina pa naj ne bo večja kot 18 cm. Risba naj bo večja kot slika, ki bo po njej izdelana; razmerje naj bo 2:1. Pri tem je treba paziti na debelino črt ter na velikost števil, črk in drugih znakov na risbi, da bosta njihova debelina in velikost tudi po zmanjšanju ustrezala; črke in številke na tiskani sliki morajo biti visoke najmanj 1 mm.

Celoten rokopis, vključno risbe, fotografije, izvleček in povzetek v tujem jeziku mora pripraviti vsak avtor sam. Če kdo želi, da mu risbe in druge priloge ter prevode poskrbi Geološki zavod, je to možno, vendar na račun avtorskega honorarja.

Rok za predložitev rokopisov

V 19. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1976, bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca aprila 1976.

Korekture

Uredništvo bo pošiljalo kratečne odtise stavkov v korekturo avtorjem. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo kratečne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

Posebni odliki

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvode pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.

Avtorski honorar

Uredništvo bo obračunalo avtorske honorarje na podlagi odtisov lomljenega stavka, Geološki zavod pa jih bo izplačal najpozneje ob izidu publikacije. Prosimo, da vsak avtor svojemu rokopisu priloži naslov svojega bivališča in številko žiro računa.