

RAZPRAVE

GEOLOGIIA

POROČILA

1976

**GEOLOGIJA 1976**

*Natisnjeno ob tridesetletnici ustanovitve*  
**GEOLOŠKEGA ZAVODA V LJUBLJANI**

# GEOLOGIJA

## RAZPRAVE IN POROČILA

19. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETNIK 1976	19. KNJIGA	Str. 1 do 332	LJUBLJANA 1976
-----------	-------------	------------	---------------	-------------------

## 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, INŠTITUT ZA GEOLOGIJO,  
SLOVENSKO GEOLOŠKO DRUŠTVO**

Tiskovni svet

Printing council

Dr. Dragica Turnšek, viš. znan. sodel. Inštituta za paleontologijo SAZU

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

Slavko Papler, direktor Geološkega zavoda v Ljubljani

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 v Ljubljani

Štefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu v Ljubljani

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  
Geološkega zavoda

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

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

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

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

Štefan Kolenko, urednik pri Geološkem zavodu v Ljubljani

Glavni in odgovorni urednik

Editor

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

Tisk in vezava

Printed by

Tiskarna LJUDSKE PRAVICE, Ljubljana, Kopitarjeva 2

Letnik 1976 GEOLOGIJE sta sofinancirala

Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

## Vsebina — Contents

### Paleontologija in stratigrafija Paleontology and Stratigraphy

*Krivic, K. in Premru, U.*

Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu . . . . .	9
Conodonts from the Middle Triassic Beds of Gornji Mokronog . . . . .	9

*Cigale, M., Ramovš, A. in Végh-Neubrandt, E.*

<i>Triadomegalodon idrianus</i> n. sp. aus dem Oberkarn bei Idrija . . . . .	29
<i>Triadomegalodon idrianus</i> n. sp. iz zgornjekarnijskih plasti pri Idriji . . . . .	29

*Ramovš, A. in Jurkovšek, B.*

Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu . . . . .	35
Middle Carboniferous Pebbles and Cobbles from the Trogkofel Quartz Conglomerate at Podlipoglav . . . . .	35

*Mitreviski, G. in Pavšič, J.*

Zgornja kreda nad Savo pri Zagorju . . . . .	45
Late Cretaceous Beds at Sava near Zagorje . . . . .	45

*Rijavec, L.*

Biostratigrafija miocena v Slovenskih goricah . . . . .	53
Biostratigraphy of Miocene Beds from Slovenske Gorice . . . . .	80

*Pavlovec, R.*

Patologija numulitin . . . . .	83
The Pathology of Nummulitins . . . . .	83

*Pohar, V.*

Marovška zijalka . . . . .	107
La grotte de Marovška zijalka . . . . .	107

**Sedimentologija**  
**Sedimentology**

*Ogorelec, B., Šribar, L. in Buser, S.*

O litologiji in biostratigrafiji volčanskega apnenca . . . . .	125
On Lithology and Biostratigraphy of Volče Limestone . . . . .	148

**Petrologija**  
**Petrology**

*Faninger, E.*

Karavanški tonalit . . . . .	153
Karawankentalit . . . . .	192

**Tektonika**  
**Tectonics**

*Premru, U.*

Neotektonika vzhodne Slovenije . . . . .	211
Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia . . . . .	241

**Rudarska geologija**  
**Mining Geology**

*Iskra, M.*

O pirešičkem vulkanizmu . . . . .	251
On the Volcanism of Pirešica . . . . .	251

**Geologija okolja**  
**Environmental Geology**

*Stern, J. in Förstner, U.*

Heavy Metals Distribution in the Sediment of the Sava Basin in Slovenia	259
Težke kovine v rečni usedlini Save in njenih pritokov . . . . .	259

**Geofizika**  
**Geophysical Survey**

*Lapajne, J.*

Some Remarks about the Geoelectrical Exploration of Buried Bodies . . .	275
O geoelektričnem raziskovanju pokritih geoloških struktur . . . . .	275

*Lapajne, J.*

An Attempt of Quantitative Interpretation of Streaming Potentials . . . . .	287
Poskus količinskega vrednotenja strujnih potencialov . . . . .	287

*Ravnik, D.*

Kameninska podlaga Planinskega polja . . . . .	291
Bedrock of the Planina Polje . . . . .	311

**Nove knjige****Book Reviews**

Ulrich Lehmann: Ammoniten . . . . .	317
Roland Brinkmann: Geology of Turkey . . . . .	318
M. A. Khan: Global Geology . . . . .	320
Erich Schroll: Analytische Geochemie . . . . .	321
Ferdinand Friedensburg/Günter Dorstewitz: Die Bergwirtschaft der Erde . . . . .	323
Heinz Beckmann: Geological Prospecting of Petroleum . . . . .	325
Alfred Mayer-Gürr: Petroleum Engineering, Geology of Petroleum . . . . .	327

**Uredniška obvestila****Editorial Notices**

Sodelavcem Geologije . . . . .	330
--------------------------------	-----

# GEOLOGIJA

GEOLOGICAL  
TRANSACTIONS  
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • Letnik 1976 • 19. knjiga • Volume 19.

UDK 56.016.3:551.761.2 (497.12) = 863

## Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu

### Conodonts from the Middle Triassic Beds of Gornji Mokronog

Katarina Krivic in Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Stratigrafski profil srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu se razteza od zgornjeanizične stopnje do langobardske podstopnje v debelini 135 m. Je dvakrat prekinjen, prvič zaradi tektonske premaknitve in drugič zaradi preperinskega pokrova. Dobro je definiran 80 cm debel vložek laporastega apnenca v laminiranem laporju v zgornjem delu profila. Vložek je razdeljen na devet plasti. V najnižji plasti je bila določena ilirska konodontna vrsta *Paragondolella excelsa* Mosher, v drugi plasti pa poleg nje še vrsta *Neogondolella cf. excentrica* Budurov & Stefanov, značilna za spodnji del fassanske podstopnje. Drugo plast bi mogli torej označiti kot prehod med anizično in ladinsko stopnjo. Vzorec pete plasti je vseboval langobardsko vrsto *Gladigondolella malayensis* Nogami, vzorec sedme plasti pa vrsto *Paragondolella navicula* (Huckriede).

The stratigraphic section of the Middle Triassic beds occurring at Gornji Mokronog in Lower Carniola extends from the Illyrian to Langobardian substages. It is 135 meters thick and is interrupted twice. The first hiatus is on account of the tectonic displacement, and the second one is due to a rather thick weathered cover. In the upper part of the section an 80 cm thick platy marly limestone intercalation occurs in laminated marl. Its sedimentation has been gradual as it consists of 9 thin layers. From the lower most layer Illyrian conodont form of *Paragondolella excelsa* Mosher, was determined. The same species is associated with *Neogondolella cf. excentrica* Budurov & Stefanov characteristic for the lower part of the Fassan substage. Consequently this layer could be considered as a transitional formation between the Anisian and Ladinian stages. In the 5th layer, however, Langobardian form *Gladigondolella malayensis* Nogami occurs and from the 7th layer the species *Paragondolella navicula* (Huckriede) was determined.



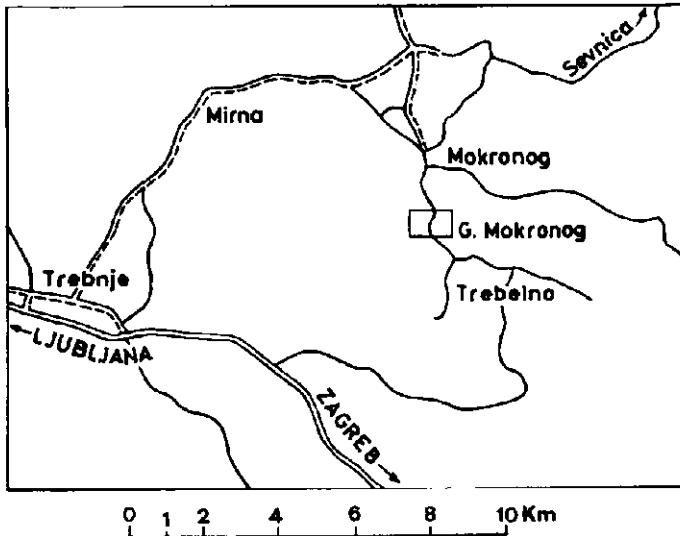
## Uvod

V letu 1975 so geologi M. Pleničar, L. Ferjančič, B. Stojanovič in U. Premru profilirali triadne plasti južne Dolenjske. Najzanimivejši je bil profil v Gornjem Mokronogu, kjer so posebno pozornost posvetili konodontom. Prvo vzorčenje ni bilo uspešno, saj se je pri determinaciji pokazalo, da so bili le v enem od vzorcev drobci konodontov. Vzorčenje so ponovili in vzeli še 16 vzorcev v laporju in laporastem apnencu. Na kraju, kjer so najprej našli ostanke konodontov, so vzorčevali vsako posamezno plast. Devet vzorcev je vsebovalo konodonte, ostali vzorci pa so bili prazni, čeprav so bili vzeti v enakih kameinah. Vzoredno določevanje foraminiferne mikrofavne je dalo slabe rezultate. Konodonte je določila K. Krivic. Pri pregledu fosilnega materiala je sodeloval prof. dr. A. Ramovš. Fotografije so bile posnete na elektronskem mikroskopu stereoscan-600 Cambridge na Biološkem inštitutu v Ljubljani.

## Profil Gornji Mokronog

Izbrali smo profil ob makadamski cesti Mokronog—Trebelno (sl. 1). Profil je dvakrat prekinjen, prvič zaradi tektonike in drugič zaradi pokritosti. Njegov spodnji del sestoji iz skladovitega kristalastega dolomita (sl. 2). V njem ni najti sedimentnih tekstur. Više postane dolomit plastovit in nato postopno preide v pelagične sedimente. Na prehodu se menjavajo centimeter debele plasti rjavkasto sivega dolomita z laminiranim zelenim glinastim tufitom. Prehod je debel 1,5 m. Sledi 2 m debelo menjavanje ploščatega rjavkasto sivega apnenca z laminiranim sivim laporjem. Na njem leži okoli 7 m sivega mehkega laminiranega laporja, ki vsebuje dva tanka vložka tršega svetlo rjavega laporja. S temi plastmi se prvi del odkritega profila konča. Cenimo, da znaša vrzel, ki je nastala zaradi tektonskih premikov, okoli 40 m. Srednji del profila je debel le malo nad 4 m in sestoji iz tankih plasti sivega laporja z decimeter debelimi vložki sivega sparitnega apnenca. V debelini 30 m je nato profil pokrit s peperino. V zgornjem delu profila se nadaljuje sivi lapor. Sledi okoli 30 cm ploščatega apnenca z rožencem, nato pa okoli 80 cm ploščatega laporastega apnenca, ki bočno prehaja v apneno brečo. V ploščatem laporastem apnencu smo razlikovali 9 plasti, ki smo jih detajlno vzorčevali. V vzorcu iz najnižje plasti smo našli ilirsko vrsto *Paragondolella excelsa* Mosher. Isto vrsto smo določili tudi v 2. plasti, poleg nje pa še spodnjefassansko vrsto *Neogondolella cf. excentrica* Budurov & Stefanov. Po tem sklepamo, da gre meja med ilirsko in fassansko podstopnjo nekje po sredini 2. plasti, ali pa je ta plast prehodna, ker v njej nastopata obe vrsti skupaj. Tretja in četrta plast sta brez značilnih konodontov. V 5. plasti se pojavi langobardska vrsta *Gladigondolella malayensis* Nogami, v sedmi pa *Paragondolella navicula* (Huckriede). Fassanska podstopnja obsega le del 2. plasti ter 3. in 4. plast. Njena debelina znaša torej le 20 do 30 cm.

Nad plastmi s konodonti se nadaljuje ploščasti laporasti apnenec v debelini 11 m, vendar brez konodontov. Na njem leži mehek sivi lapor s posameznimi vložki trdega laporja. Nato sledi kakšen meter debela plast belega dolomita, v vrhnjem delu profila pa se menjavata ploščasti dolomit in zeleni tufit.



Sl. 1. Položajna skica nahajališča konodontov pri Gornjem Mokronogu

Fig. 1. Location map showing the locality of Conodonts at Gornji Mokronog

### Opis konodontov

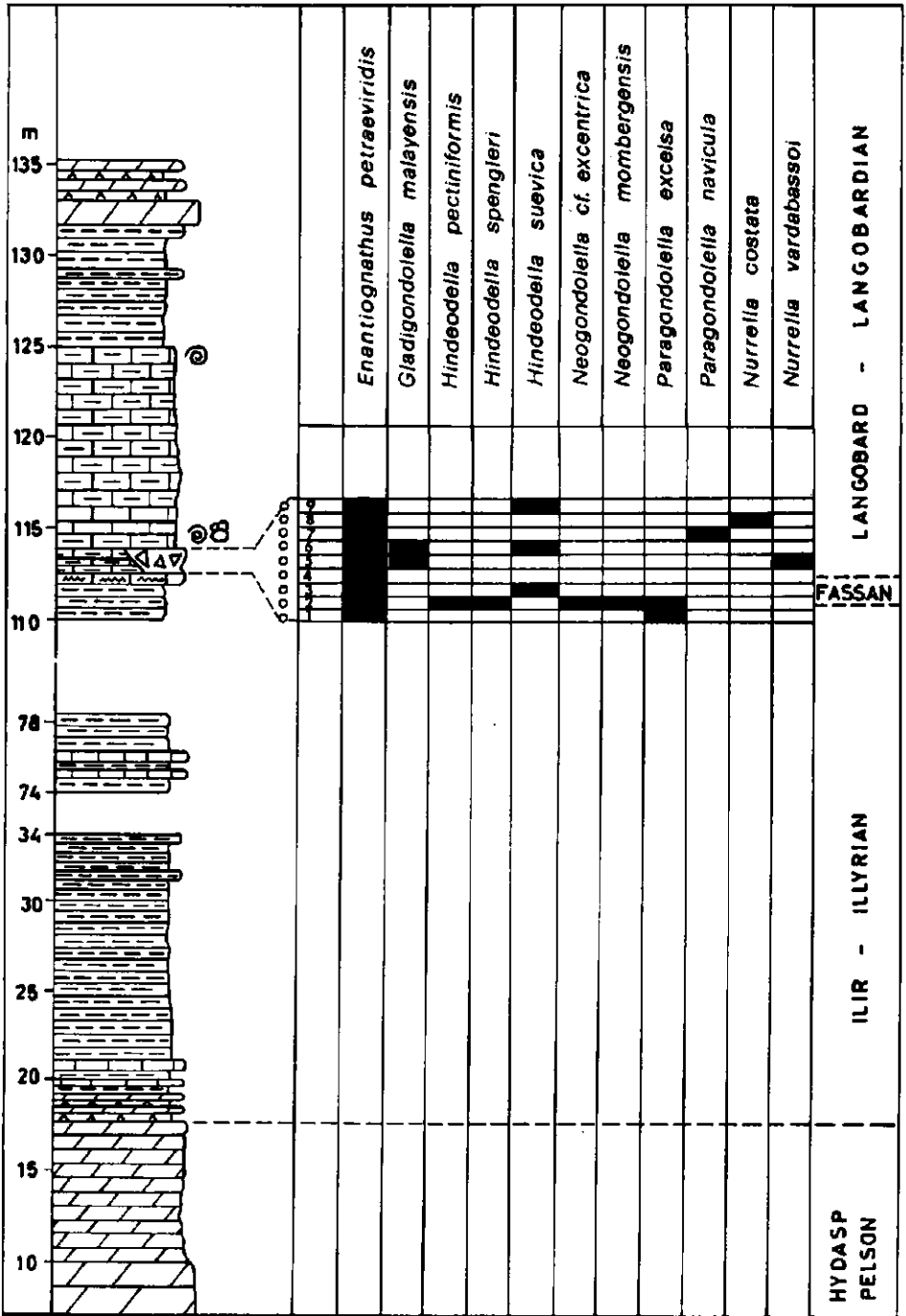
#### *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede) 1958

Tab. 1, sl. 1, 2, 3

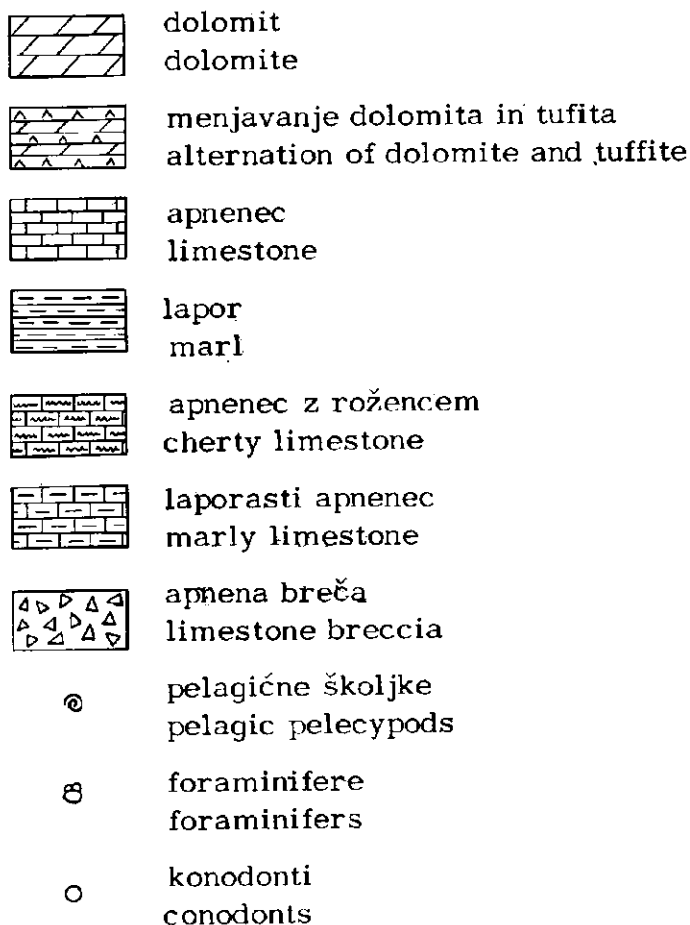
- 1958 *Hindeodella petrae-viridis* n. sp. — Huckriede, 149, Taf. 11, Fig. 46, Taf. 13, Fig. 7—9, 11, 12, 14, Taf. 14, Fig. 6, 7.
- 1962 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede — Budurov, 116, Tab. 1, Fig. 19, 20.
- 1963 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede — Mirauta, 493
- 1965 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede — Mosher & Clark, 562, Pl. 65, fig. 9.
- 1966 *Hindeodella petraeviridis* Huckriede — Čatalov & Stefanov, Tab. 1, fig. 4, 7, 16.
- 1966 »*Hindeodella*« *petrae-viridis* Huckriede — Ishii & Nogami, Pl. 1, Fig. 14.
- 1968 *Prioniodina petrae-viridis* (Huckriede) — Mosher, 934, Pl. 116, figs. 28—31.
- 1971 *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede) — Mock, Taf. 1, Fig. 4, 10, Taf. 2, Fig. 17.
- 1972 b *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede) — Kozur & Mostler, 9, Taf. 10, Fig. 1—3, Taf. 12, Fig. 16, Taf. 14, Fig. 4, 5, 8, 12, 17, 18.

Material: 13 primerkov

Opis: Ohranjeni so dolgi, nekoliko zapognjeni zobci, navadno sploščni, z ostrim sprednjim in zadnjim robom. Njihove konice so skoraj vedno odlomljene. Najdaljši je skoraj vedno drugi zob, nato pa se zobci enakomerno manjšajo in preidejo v niz nižjih zob. Vzdolž zob potekajo zelo ozki vzporedni žlebovi.



Razširjenost: Vrsta je bila najdena v plasteh zgornjeskitske do julijske starosti na Japonskem, v Maleziji, v Grčiji in v plasteh ladinske do julijske starosti Avstrije in Madžarske ter v Sloveniji v Gornjem Mokronogu, Kisovcu, Lukovcu in Podbrdu.



Sl. 2. Stratigrafska razširjenost konodontov v srednjetriadnih plasteh pri Gornjem Mokronogu

Fig. 2. Stratigraphic distribution of Conodonts in the Middle Triassic section of Gornji Mokronog

*Gladigondolella malayensis* Nogami 1968

Tab. 2, sl. 1, 2

1968 *Gladigondolella malayensis* n. sp. — Nogami, 122, Taf. 9, Fig. 11—18, Taf. 11, Fig. 7.

1973 *Gladigondolella malayensis* — Krystyn, 142, Taf. 1, Fig. 4, 5.

**Material:** pet primerkov

**Opis:** Platforma je na robovih nekoliko odebeljena. Tu je vidna mikrostruktura v obliki drobnih faset, ki so posute po vsej dolžini primerka. Greben sestavljajo enakomerno visoki, med seboj ločeni zobčki. Nekoliko višja in nagnjena nazaj sta zadnji in predzadnji zobček. Število zob variira od 7 do 10. Prostega lista pri tej vrsti ni. Bazalna jamica je majhna, na konceh zožena in se nadaljuje v bazalno brazdo. Ta poteka sredi gredlja, ki je nizek, neizrazit.

**Razširjenost:** Zelo pogosta vrsta ladinskih plasti Azije. Opisana je bila tudi v Grčiji; Avstrija — Raschberg — zgornji ladin, cordevol; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec.

*Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede) 1958

Tab. 1, sl. 4

1958 *Prioniodella pectiniformis* n. sp. — Huckriede, 158, Taf. 13, Fig. 18, 19.

1965 *Prioniodella pectiniformis* Huckriede — Mosher & Clark, 563, Pl. 66, fig. 6.

1968 *Prioniodella pectiniformis* Huckriede — Mosher, 933, Pl. 115, fig. 30.

1970 *Prioniodella pectiniformis* Huckriede — Bender, 525, Taf. 5, Fig. 7.

1971 *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede) — Mock, Taf. 1, Fig. 11.

1972 b *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede) — Kozur & Mostler, 15, Taf. 5, Fig. 1, 2, Taf. 14, Fig. 19, 23, 24, Taf. 15, Fig. 2, 4.

**Material:** štirje primerki

**Opis:** To so konodonti z dolgo ravno vejo, ki se pod glavnim zobom močno upogne in navadno tudi prelomi. Ohranjeni del nosi številne lateralno sploščene zobčke. Njihova velikost enakomerno narašča od glavnega zoba do konca veje, enako tudi razdalja med njimi. Vsi so nekoliko nagnjeni od glavnega zoba. Baza je zelo ozka.

**Razširjenost:** srednja triada Nevade in Evrope; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Polšnik.

*Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (Huckriede) 1958

Tab. 1, sl. 5, 6

1958 *Lonchodina spengleri* n. sp. — Huckriede, 152 Taf. 10, Fig. 54—56, Taf. 11, Fig. 6, Taf. 12, Fig. 9, Taf. 13, Fig. 1, 6, 10, Taf. 14, Fig. 11.

1962 *Lonchodina spengleri* Huckriede — Budurov, 119, Tab. 1, fig. 5—8.

1963 *Lonchodina spengleri* Huckriede — Mirauta, 493, Fig. 7.

- 1965 *Lonchodina spengleri* Huckriede — Mosher & Clark, 562, Pl. 66, fig. 5.  
 1967 *Lonchodina spengleri* Huckriede — Cherchi, 221, Tav. 15, fig. 18, 19.  
 1968 *Cypridodella spengleri* (Huckriede) — Mosher, 922, Pl. 113, figs. 18, 19, 20, 25.  
 1970 *Lonchodina spengleri* Huckriede — Bender, 513, Taf. 3, Fig. 12—15, 17.  
 1971 *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (Huckriede) — Mock, Taf. 2, Fig. 13.  
 1972 b *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (Huckriede) — Kozur & Mostler, 16, Taf. 7, Fig. 11, Taf. 10, Fig. 4, Taf. 15, Fig. 1, 5.  
 1974 *Cypridodella spengleri* (Huckriede) — Eicher & Mosher, 732, Pl. 1, fig. 25.

**Material:** trije primerki

**Opis:** Glavna značilnost te vrste je zelo dolg glavni zob, ki je dvakrat do štirikrat daljši od ostalih. Zobčki so lateralno stisnjeni, koničasti, navadno ravni, ali rahlo upognjeni. Njihovo površje je mikrostrukturirano z vzporednimi grebeni, ki potekajo vzdolž zobcev. Sprednja veja, iz katere zobje izraščajo, je ravna in na spodnji — aboralni — strani ostra in nekoliko obokana. Pri glavnem zobu se veja močno upogne — zasuka se za približno 90° in se nadaljuje kot zadnja veja.

**Razširjenost:** srednja triada Avstrije, Bolgarije, Romunije; Nevade; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Koritnica, Polšnik, Podbrdo.

#### *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge) 1956

Tab. 1, sl. 7, 8

- 1968 *Hindeodella suevica* (Tatge) — Mosher, 928, Pl. 114, figs. 16, 18, 21.  
 1971 *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge) — Mock, Taf. 1, Fig. 2, 6, 8, 12, 15, 18, Taf. 2, Fig. 4, Taf. 3, Fig. 24.  
 1972 b *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge) — Kozur & Mostler, 17, Taf. 5, Fig. 13, Taf. 7, Fig. 3, 5, 8, Taf. 9, Fig. 20, 22, 23.  
 1974 b *Hindeodella suevica* (Tatge) — Budurov & Stefanov, 96, Taf. 1, Fig. 34—37.  
 1974 *Hindeodella suevica* (Tatge) — Eicher & Mosher, 736, Pl. 1, figs. 16, 20.

**Material:** pet primerkov

**Opis:** Konodont se cepi v sprednjo in zadnjo vejo. Obe veji se zraščata ob glavnem zobu, ki je do dvakrat višji od ostalih zob. Zadnja veja je zelo dolga (tab. 1, sl. 7). Je ravna in nosi številne enake zobčke, ki so nagnjeni nazaj; v bližini glavnega zoba so nizki, proti koncu veje pa nekoliko višji. Sprednja veja ima manj zob, ki se manjšajo od glavnega zoba proti koncu veje. Bazalna brazda je ozka. Bazalna jamica leži pod glavnim zobom.

**Razširjenost:** anizij do norik; srednja triada severne Amerike in Evrope; pelson in ilir Bolgarije; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec.

*Neogondolella cf. excentrica* Budurov & Stefanov 1972

Tab. 2, sl. 5

- 1972 *Neogondolella excentrica* n. sp. — Budurov & Stefanov, 840, Taf. 4, Fig. 9—28.
- 1974 a *Neogondolella excentrica* Budurov & Stefanov — Budurov & Stefanov, 300, Tabl. 1, fig. 13, 14, 31—34.
- 1974 b *Neogondolella excentrica* Budurov & Stefanov — Budurov & Stefanov, Taf. 2, Fig. 30, 31.
- 1975 b *Neogondolella excentrica* Budurov & Stefanov — Budurov & Stefanov, 16, Tabl. 3, fig. 3—8, 20, 21.

Material: dva primerka

Opis: Odlomka konodontov verjetno pripadata vrsti *Neogondolella excentrica*. To sta zadnji polovici primerkov z značilno krivino v predelu bazalne jamice. Le-ta je izrazita, podolgovata in se nadaljuje v bazalno brazdo. Platforma je spredaj široka. Greben tvorijo zelo nizki zraščeni zobčki. Nekoliko izrazitejši je le zadnji zob.

Razširjenost: Vrsta *N. excentrica* ima zelo majhno vertikalno razširjenost. Pojavlja se le v plasteh fassanske starosti. Po njej se imenuje spodnji del fassanske podstopnje cona *excentrica*. Opisana je le iz nahajališč v Bolgariji. V Sloveniji je bila do sedaj najdena le pri Gornjem Mokronogu.

*Neogondolella mombergensis* (Tatge) 1956

Tab. 2, sl. 3, 4

- 1958 *Gondolella mombergensis* Tatge — Huckriede, 147, Taf. 10, Fig. 26, 27, 29 a, b, c, 30, 42, 43, 45 a, b.
- 1962 *Gondolella mombergensis* Tatge — Budurov, 116, Tab. 1, fig. 39—42, Tab. 2, fig. 21.
- 1963 *Gondolella mombergensis* Tatge — Mirauta, 491.
- 1965 *Gondolella mombergensis* Tatge — Mosher & Clark, 560, Pl. 65, figs. 20, 23, 26—29.
- 1965 *Gondolella mombergensis* Tatge — Budurov & Stefanov, 116, Taf. 1, Fig. 1—11.
- 1966 *Gondolella mombergensis* Tatge — Clark & Mosher, 391, Pl. 47, figs. 4, 7, 8, 19.
- 1966 *Gondolella mombergensis* Tatge — Čatalov & Stefanov, Tab. 1, Fig. 9, 17.
- 1967 *Gondolella mombergensis* Tatge — Cherchi, 230, Tav. 16, fig. 4—15.
- 1968 *Gondolella mombergensis* Tatge — Mosher, 937, Pl. 116, figs. 6, 9, 10, 12—15.
- 1968 *Gondolella mombergensis* Tatge — Nogami, 125, Taf. 9, Fig. 19—23, Taf. 11, Fig. 2.
- 1970 *Neogondolella mombergensis* (Tatge) — Bender, 517, Taf. 4, Fig. 3.
- 1971 *Gondolella mombergensis* Tatge — Mock, Taf. 4, Fig. 1 a, b, 7 a, b.
- 1972 *Neogondolella mombergensis* (Tatge) — Budurov & Stefanov, 841, Taf. 3, Fig. 16—19.

- 1974 a *Neogondolella mombergensis* (Tatge) — Budurov & Stefanov, 300, Tab. 1, fig. 3—6, 9, 10, 19—24, 29, 30.  
 1974 b *Neogondolella mombergensis* (Tatge) — Budurov & Stefanov, Taf. 2, Fig. 18, 19.  
 1975 b *Neogondolella mombergensis* (Tatge) — Budurov & Stefanov, 16, Tab. 2, fig. 20—25, Tab. 3, fig. 14, 15, 20—23.

**Material:** dva primerka

**Opis:** Značilen za to vrsto je nekoliko večji zadnji zob, ki je nagnjen nazaj. Sledijo mu izraziti zobčki grebena, ki v sprednjem delu prehaja v majhen prost list, ki sega zelo malo prek sprednjega roba platforme. Platforma je simetrična, tanka, ozka in bolj ali manj upognjena. Na spodnji strani je ozek gredelj z ozko, a izrazito brazdo, ki se razširja na zadnjem delu v bazalno jamico. Značilna za to vrsto je tudi raznolikost primerkov po obliki in velikosti.

**Razširjenost:** spodnja, predvsem pa srednja triada Nevade, aniz — Nemčije, Avstrije, Bolgarije in Romunije; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec, Kisovec, Višji Grm, Vodice, Polšnik.

#### *Paragondolella excelsa* Mosher 1968

- 1968 *Paragondolella excelsa* n. sp. — Mosher, 938, Pl. 118, figs. 1—8.  
 1971 *Gondolella excelsa* (Mosher) — Mock, Taf. 4, Fig. 12, 13.  
 1972 *Paragondolella excelsa* Mosher — Budurov & Stefanov, 844, Taf. 2, Fig. 15—26.  
 1972 *Gondolella excelsa* (Mosher) — Kozur, Taf. 3, Fig. 1, 2.  
 1972 a *Gondolella excelsa* (Mosher) — Kozur & Mostler, Taf. 3, Fig. 1, 2.  
 1973 *Gondolella excelsa* (Mosher) — Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 4.  
 1974 b *Paragondolella excelsa* Mosher — Budurov & Stefanov, Taf. 2, Fig. 11, 12.  
 1975 b *Paragondolella excelsa* Mosher — Budurov & Stefanov, 15, Tab. 2, fig. 16—19.

**Material:** trije primerki

**Opis:** Platforma obdaja konicaste zobčke, ki so ločeni med seboj. Zadaj je zaokrožena. Zadnji zobček je najširši. Pod njim je bazalna jamica, od katere poteka proti sprednjemu delu po izrazitem gredlju bazalna brazda. V sprednji polovici se platforma precej zoži; zato je list precej izrazit, a ni prost.

**Razširjenost:** zgornji aniz Evrope; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec.

#### *Paragondolella navicula* (Huckriede) 1958

Tab. 2, sl. 6

- 1958 *Gondolella navicula* n. sp. — Huckriede, 147, Taf. 11, Fig. 1—4, 13—19, 27, 35, Taf. 12, Fig. 2—8, 10, 15—22, 24—27.  
 1962 *Gondolella navicula* Huckriede — Budurov, 166, Tab. 1, fig. 34—38.  
 1963 *Gondolella navicula* Huckriede — Mirauta, 492, Fig. 2—5.  
 1965 *Gondolella navicula* Huckriede — Budurov & Stefanov, 117, Taf. 2, Fig. 1—11, taf. 3, Fig. 1, 2, 8—13.



- 1965 *Gondolella navicula* Huckriede — Mosher & Clark, 560, Pl. 66, figs. 10, 14, 16—21.
- 1966 *Gondolella navicula* Huckriede — Clark & Mosher, 391, Pl. 47, figs. 16—18, 20.
- 1966 *Gondolella navicula* Huckriede — Ishii & Nogami, Pl. 1, Fig. 6—8.
- 1967 *Gondolella navicula* Huckriede — Cherchi, 232, Tav. 17, fig. 16—20.
- 1968 *Paragondolella navicula (navicula)* (Huckriede) — Mosher, 939.
- 1968 *Gondolella navicula* Huckriede — Nogami, 126, Taf. 8, Fig. 12—26, Taf. 11, Fig. 4.
- 1969 *Gondolella navicula* Huckriede — Urošević & Marković, 227, Tabla 1, sl. 1, 2, 3.
- 1970 *Neogondolella navicula* (Huckriede) — Bender, 518, Taf. 4, Fig. 2, 4, 5, 8.
- 1973 *Gondolella navicula* Huckriede — Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 12.
- 1974 a *Paragondolella navicula* (Huckriede) — Budurov & Stefanov, 301, Tab. 1, fig. 35, 36.
- 1975 b *Paragondolella navicula* (Huckriede) — Budurov & Stefanov, 15, Tab. 2, Fig. 26, 27.

**Material:** sedem primerkov

**Opis:** Simetrične podolgovate oblike konodontov z debelo in dolgo platformo. Greben sestoji iz številnih in dobro razvitih zobčkov, ki tvorijo v sprednjem delu prost list. Glavni zob je zelo izrazit, širok in močno nagnjen nazaj. V srednjem delu so zobčki nizki in široki, proti sprednjemu koncu pa postajajo nekoliko višji in ožji. Na spodnji strani je razvit gredelj, po katerem poteka plitva bazalna brazda do okroglaste bazalne jamice na zadnjem delu konodonta pod glavnim zobom.

**Razširjenost:** najpogostejša vrsta v anizičnih in ladinskih plasteh Balkana (Bolgarija, Grčija, Bosna) in zahodnega dela Združenih ameriških držav; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec, Kisovec, Vodice.

Poleg konodontov so v netopnem ostanku vzorcev tudi drugi ostanki organizmov.

#### ?*Acodina* Cherchi 1967

Tab. 3, sl. 1, 2, 3

- 1967 *Acodina triassica* n. sp. — Cherchi, 214, Tab. 14, fig. 9—18, Tav. 18, fig. 1—12, Tav. 19, fig. 1—14, Tav. 20, fig. 1—7, Tav. 25, fig. 1.

**Material:** Zobci so zelo pogosti skoraj v vseh vzorcih.

**Opis:** Verjetno so ribji zobje tipa *Acodina*. Njihova velikost variira od nekaj desetink mm do nekaj mm. Tudi njihova zunanja oblika je zelo raznolika. Vsi imajo na spodnji strani jamico — pulpo, pri nekaterih pa je vidna tudi drobna struktura na površju. Strukturo tvorijo kratki grebenčki ali ostri neprekinjeni grebeni, ki potekajo od vrha do spodnjega roba zoba.

**Razširjenost:** Srednja triada Sardinije; v Sloveniji: več lokalitet v Posavskih gubah, južno od Uršlje gore, Podbrdo.

*Nurrella costata* Cherchi 1967

Tab. 3, sl. 4

1967 *Nurrella costata* n. sp. — Cherchi, 237, Tav. 12, fig. 4, Tav. 13, fig. 8, Tav. 21, fig. 17—21, Tav. 22, fig. 1—17.

**Material:** trije primerki

**Opis:** Ribje luskice z majhno, nekoliko konkavno bazo, sredi katere je pulpa — bazalna jamica. Nad bazo ni peclja, temveč lamina, ki je debela, konveksna na dorzalni, in konkavna na ventralni strani. Na dorzalni strani lamine je pet nizkih reber, na ventralni strani pa eno samo, dobro izraženo srednje rebro. Rob lamine je brez izrastkov.

**Razširjenost:** Ladin Sardinije; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Lukovec.

*Nurrella vardabassoi* Cherchi 1967

Tab. 3, sl. 5, 6

1967 *Nurrella vardabassoi* n. sp. — Cherchi, 240, Tav. 13, fig. 6, Tav. 23, fig. 1—10, 14—16.

**Material:** en primerek

**Opis:** Primerek ima široko nepravilno bazo. Bazalna jamica je majhna. Nad bazo sledi zožitev — kratek pecelj in nato lamina, ki je enako usločena kot pri vrsti *N. costata*, a je tanjša. Na dorzalni strani ima tri paralelna, dobro izražena rebra, ki se na robu lamine podaljšujejo v tri zobčke, od katerih je srednji najdaljši. Temu ustreza tudi rebro na ventralni strani. Stranski rob je tanek. Oblika cele luskice je v glavnem simetrična.

**Razširjenost:** Ladin Sardinije; v Sloveniji: Gornji Mokronog, Podbrdo.

**Povzetek**

Srednjetriadne pelagične sedimente, ki so se na Dolenjskem odlagali v raznih delih miogeosinklinalnega jarka, so geologi različno časovno opredeljevali. Predvsem je bil dokaj sporen začetek pelagične sedimentacije. C. Germovšek (1955), L. Žlebnik (1958) in S. Buser (1974) so jo postavili v začetek ladina, tako da leži pod njo anizični dolomit. O. Kühn in A. Ramovš (1965) sta na podlagi amonitov določila spodnjemu delu pelagičnih sedimentov pri Selah severovzhodno od Novega mesta ilirsko starost. Najdišče je oddaljeno od G. Mokronoga okoli 15 km zračne črte. Tudi pri Selih smo poskušali najti konodonte zaradi komparacije, toda brez uspeha. Zato se moramo zadovoljiti s primerjavo obeh oddaljenih profilov.

V spodnjem delu profila v G. Mokronogu je skladoviti in plastoviti dolomit, ki ga po legi uvrščamo v hydasp in pelson (sl. 2). Sledi 2 m debelo menjavanje plasti dolomita in glinastega tufa. V podobnem prehodu, kjer se menjavata dolomit in apnenec, je A. Ramovš (1975) našel pri Konjsici vzhodno od Litijske kamenotvorne foraminifero *Glomospira densa* (Pantić) in uvrstil te plasti v pelson.

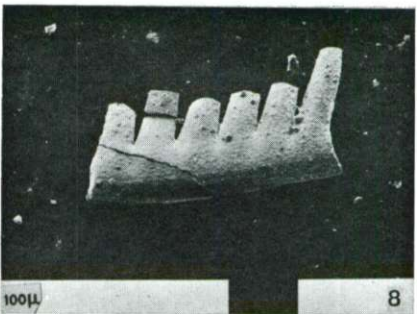
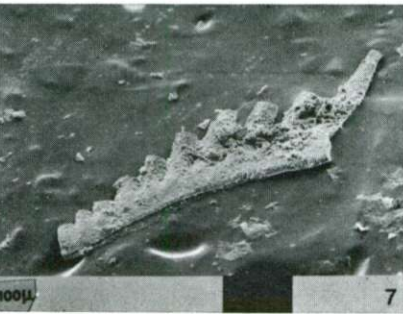
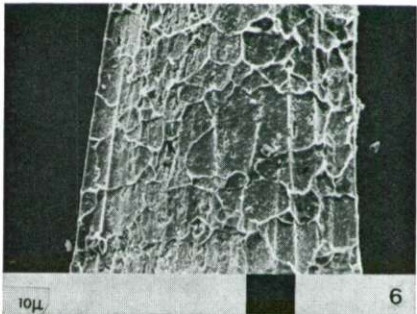
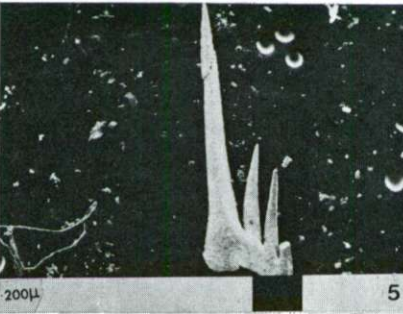
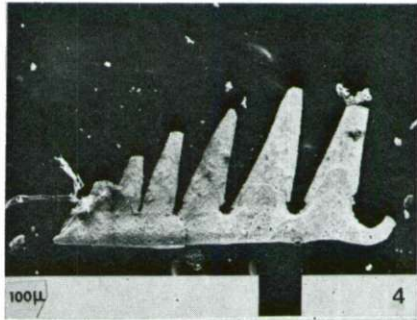
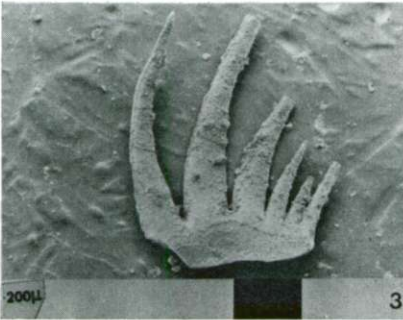
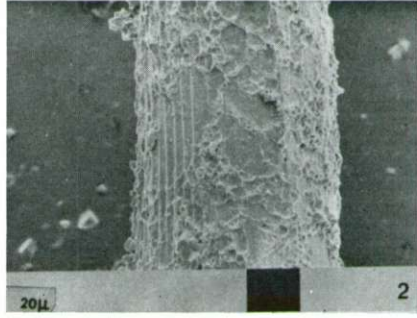
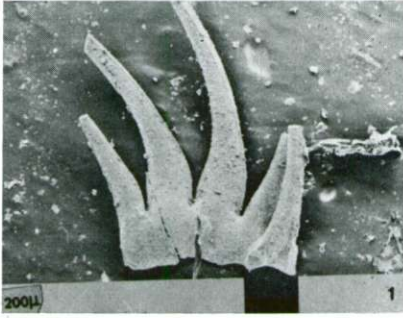
V G. Mokronogu sledi nad dolomitom s tufskimi vložki okoli 100 m laporja z vložki apnenca in laporastega apnenca. Zanimiv je vložek laporastega apnenca, debel 80 cm, ki vsebuje konodontske vrste značilne za ilirske, spodnjefassanske in langobardske plasti. Spodnjefassanska vrsta *Neogondolella* cf. *excentrica* Budurov & Stefanov je bila tokrat prvič določena na Slovenskem. Kaže, da je fassan izredno tanek, morda gre za kondenzirano sedimentacijo. Ilirsko podstopnjo v G. Mokronogu smo primerjali z ustreznimi plastmi v Selih, določenimi na podlagi amonitov (O. Kühn & A. Ramovš, 1965; S. Buser & A. Ramovš, 1968). Oba profila se litološko nekoliko razlikujeta, vendar se po starosti ujemata in kažeta, da se je pričela miogeosinklinalna sedimentacija na Dolenjskem v ilirski podstopnji.

#### Tabla 1 — Plate 1

Konodonti iz Gornjega Mokronoga  
Conodonts from Gornji Mokronog

- 1, 3. *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede)  
srednja triada, julijska podstopnja — Middle Triassic, Julian substage
2. *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede)  
mikroornamentacija — microornamentation
4. *Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis* (Huckriede),  
srednja triada — Middle Triassic
- 5, 6. *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (Huckriede),  
srednja triada — Middle Triassic  
mikroornamentacija — microornamentation
- 7, 8. *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (Tatge)  
od anizične do noriške stopnje — from the Anisian to Noric stages

Tabla 1 — Plate 1



**Tabla 2 — Plate 2**

Konodonti iz Gornjega Mokronoga  
Conodonts from Gornji Mokronog

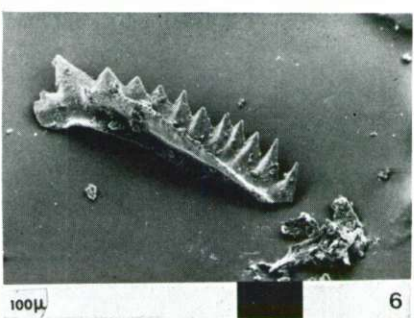
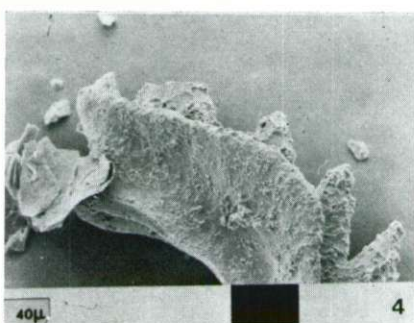
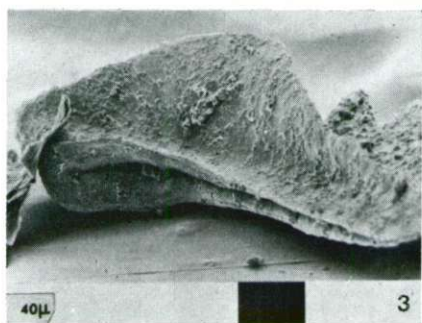
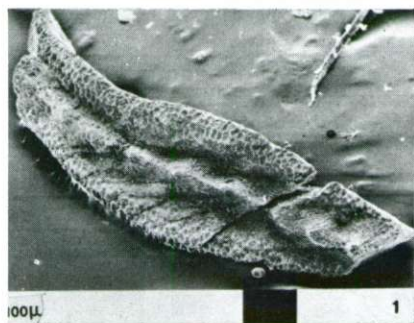
1, 2. *Gladigondolella malayensis* Nogami  
od zgornjega ladina do cordevola — from Upper Ladinian to Cordevolian

3, 4. *Neogondolella mombergensis* (Tatge)  
srednja triada — Middle Triassic

5. *Neogondolella* cf. *excentrica* Budurov & Stefanov  
fassan, cona excentrica — Fassan, zona excentrica

6. *Paragondolella navicula* (Huckriede)  
srednja triada — Middle Triassic

Tabla 2 — Plate 2



**Tabla 3 — Plate 3**

1. ribji zobček tipa *Acodina*, srednja triada  
Fish tooth denticle of *Acodina* type, Middle Triassic

2. bazalna jamica ribjega zobčka tipa *Acodina*  
Basal cavity of the fish denticle of the *Acodina* type

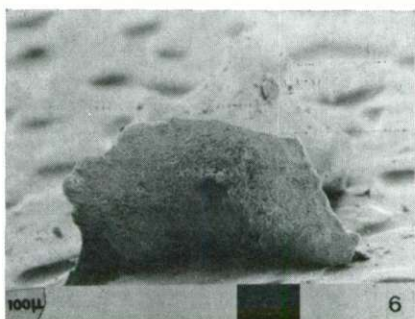
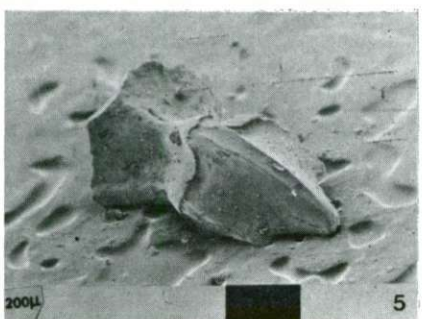
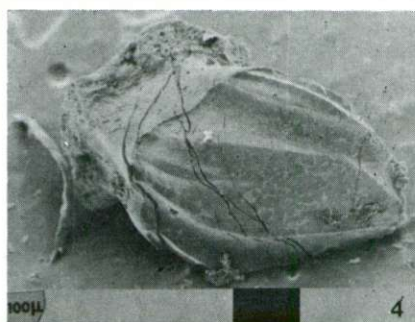
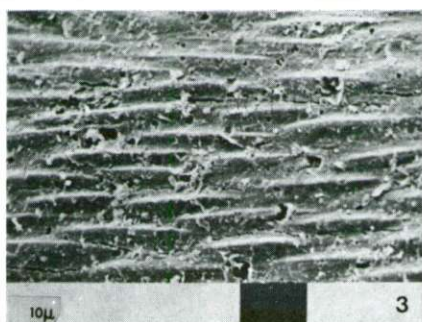
3. Mikrostruktura zobčka s sl. 2  
Microstructure of the denticle from the fig. 2

4. *Nurrella costata* Cherchi  
srednja triada — Middle Triassic

5. *Nurrella vardabassoi* Cherchi  
srednja triada — Middle Triassic

6. *Nurrella vardabassoi* Cherchi  
bazalna jamica — Basal cavity

Tabla 3 — Plate 3





## Literatura

- Bender, H. 1970, Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodonten-chronologie der mediterranen Trias. *Anal. geol. Pay. Hellen. Ser. 1, T. 19*, 463—540, Taf. 15—19, (1968) Athenes.
- Budurov, K. 1962, Konodonten aus dem Anis beim Dorfe Granitovo, Bezirk Vidin. *Riv. Bulg. Geol. Soc., Vol. 23, Part. 2*, 113—125, Taf. 1, 2, Sofia.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1965, Gattung Gondolella aus der Trias Bulgariens. *Acad. Bulg. Sci. Ser. Paleont. Vol. 7*, 115—121, Taf. 1—3.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1972, Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Bd. 21*, 829—852, Taf. 1—4, Innsbruck.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1974 a, Die triassischen Conodonten in manchen Bohrungen Nordbulgariens. *God. Sof. Univ., Tom. 66, Kn. 1*, 297—302, Tab. 1, Sofia.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1974 b, Die Zahnreichen-Conodonten aus der Trias des Golo-Bardo-Gebirges. *Bull. Geol. Institut. Ser. Paleont. Kn. 23*, 89—103, Taf. 1, 2, Bulg. Acad. Sci.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1975 a, Neue Daten über die Conodontenchronologie der Balkaniden mittleren Trias. *Dokl. Bolg. akad. Tom. 28, No. 6*, 791—794, Taf. 1, Bulg. Acad. Sci.
- Budurov, K., Stefanov, S. 1975 b, Srednotriaski konodonti ot sondažite pri Kneža. *Paleont. strat. litog. 3*, 11—18, Tabl. 1—3, Sofia.
- Buser, S., Ramovš A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih Zunanjih Dinaridih. *Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, I. del*, Ljubljana.
- Buser, S. 1974, Tolmač lista Ribnica. *Osnovna geološka karta 1:100 000*, Beograd.
- Cherchi, A. 1967, I Conodonti del Muschelkalk della Nurra (Sardegna Nord-occidentale). *Riv. Ital. Paleont. v. 73, n. 1*, 205—272, tav. 12—25, Milano.
- Clark, D. L., Mosher, L. C. 1966, Stratigraphic, geographic, and evolutionary development of the conodont genus Gondolella. *Jour. Paleont. Vol. 40, No. 2*, 376—392, Pl. 45—48.
- Čatalov, G., Stefanov, S. 1966, Novi paleontološki dani za triaskata vzrast na čast ot kristalinite šisti v jugoistočna Bulgaria. *Izvestia, Kn. 15*, 269—276, Tab. 1, Sofia.
- Eicher, D., Mosher, C. 1974, Triassic conodonts from Sinai and Palestine. *Jour. Paleont. Vol. 48, No. 4*, 727—739, Pl. 1, 2.
- Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski Kras med Stično in Sentrupertom. *Geologija 3*, Ljubljana.
- Huckriede, R. 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. *Paläont. Z.*, 32, 3/4, 141—175, Taf. 10—14, Stuttgart.
- Ishii, K., Nogami, Y. 1966, Discovery of Triassic Conodonts from the So-called Paleozoic Limestone in Kedah, Malaya. *Jour. Geosci. Vol. 9*, 93—95, Pl. 1, Osaka.
- Kozur, H. 1972, Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. *Geol. Paläont. Mitt. Bd. 2, 11*, 1—37, Taf. 1—7, Innsbruck.
- Kozur, H., Mock, R. 1973, Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Bd. 3, 2*, 1—14, Taf. 1, Innsbruck.
- Kozur, H., Mostler, H. 1972 a, Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Bd. 21*, 777—810, Taf. 1—4, Tabel. 2, Innsbruck.
- Kozur, H., Mostler, H. 1972 b, Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert — I. Die »Zahnreichen-Conodonten« der Mittel- und Obertrias. *Abh. Geol. B. — A. Bd. 28, Hf. 1*, 1—36, 1 Abb., 15 Taf., Wien.
- Krystyn, L. 1973, Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Halbtätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). *Verh. Geol. B. — A. Hf. 1*, 113—153, 5 Taf. Wien.
- Kühn, O., Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. *Jugoslav. akad. znan. umjetn., Acta geologica 5*, Zagreb.

Mirauta, E. 1963, Asupra prezentei unor conodonte in triasicul de la Hagighiol (Dobrogea). Stud. cerc. geol., 489—498, Acad. repub. pop. Romine.

Mock, R. 1971, Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geologický zborník -- Geologica Carpathica 22, 2, 241—260, 4 Taf. Bratislava.

Mosher, C. 1968, Evolution of Triassic platform conodonts. Jour. Paleont. Vol. 42, No. 4, 947—954, Pl. 119, 120.

Mosher, C., Clark, D. 1965, Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of northwestern Nevada. Jour. Paleont. Vol. 39, No. 4, 551—565, Pl. 65, 66.

Nogami, Y. 1968, Trias-Conodonten von Timor, Malaysien und Japan (Palaeontological Study of Portuguese Timor, 5). Mem. Fac. Scienc. Kyoto Univ. Vol. 34, No. 2, 115—136, pl. 8—11, Kyoto.

Ramovš, A. 1975, Kamenotvorna *Glomospira densa* (Pantić) v aniziju pri Konjšici. Geologija 18, Ljubljana.

Urošević, D., Marković, B. 1969, Konodontska fauna aniziskog kata iz Brekove (zapadna Srbija). Vestnik, kn. 27, ser. A, 225—230, 1 tabl., Beograd.

Zlebnik, L. 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnskih skladov. Geologija 4, Ljubljana.

**Triadomegalodon idrianus n. sp. aus dem Oberkarn bei Idrija**  
**Triadomegalodon idrianus n. sp. iz zgornjekarnijskih plasti pri Idriji**

*Marko Cigale*

Rudnik živega srebra Idrija

*Anton Ramovš*

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

*Elisabeth Végh-Neubrandt*

Eötvös Loránd tudományegyetem földtani széke, Budapest VIII,  
Muzeum körút 4/a

In einem Bänderkalkausbiss zwischen der Strasse Idrija—Mrzla rupa und dem oberen Idrijca—Tal südwestlich von Idrija wurden 10 Megalodontidensteinkerne gefunden. Davon sind 4 Exemplare ziemlich gut erhalten. Es stellte sich heraus, dass es sich um eine neue Art handelt, die als *Triadomegalodon idrianus* n. sp. bestimmt worden ist. Die Megalodontidenfauna weist auf Tuval-Unterstufe der oberen Trias.

Jugozahodno od Idrije prihaja na površje med cesto Idrija—Mrzla rupa in dolino Zgornje Idrijce pasoviti apnenec. V njem je bilo nabranih 10 kamenih jeder megalodontidnih školjk. Štirje primerki jeder so dobro ohranjeni. Pokazalo se je, da gre za novo vrsto, ki je bila določena in imenovana po Idriji kot *Triadomegalodon idrianus* n. sp. Megalodontidna favna kaže na tuvalijsko podstopnjo zgornje triade.

Anlässlich einer gemeinsamen Geländebegehung im Sommer 1973 sammelten M. Cigale und A. Ramovš eine kleine Megalodontidenfauna, die von E. Végh-Neubrandt zur Bestimmung übernommen wurde. In der gesammelten Fauna hat sich auch die neue Art *Triadomegalodon idrianus* erwiesen, die hier von E. Végh beschrieben wird.

Die gesammelten Megalodontiden stammen aus einem grösseren Kalkausbiss am steilen Waldhang zwischen der Strasse Idrija—Idrijska Bela—Bedrova grapa—Mrzla Rupa und dem oberen Idrijca—Tal, nicht weit unterhalb der Strasse

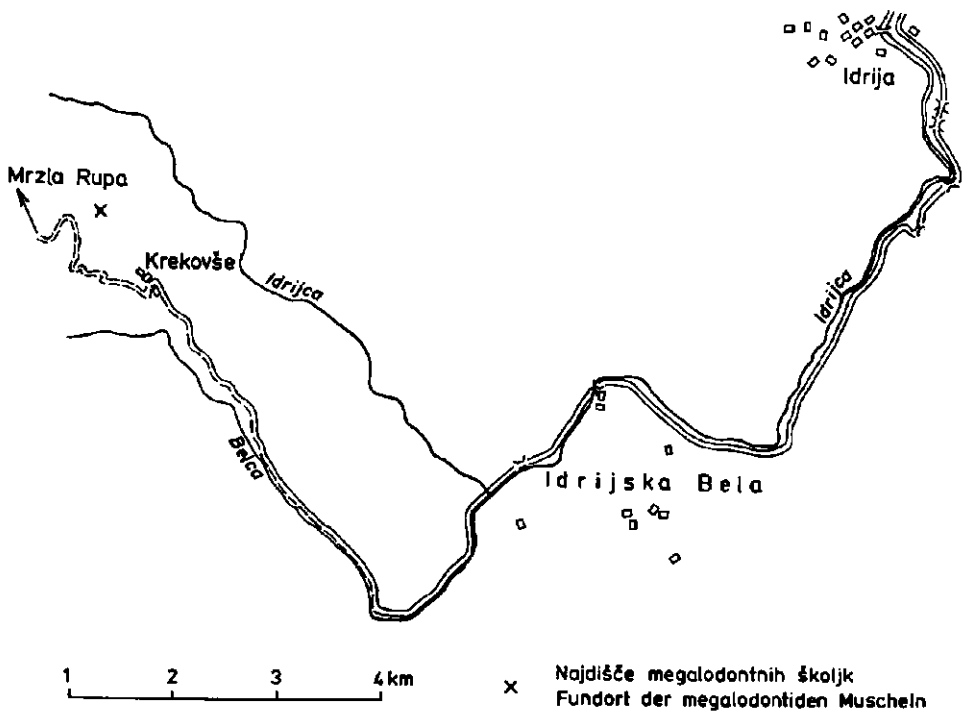


Abb. 1. Situationsskizze des Kalkausbisses mit der Megalodontidenfauna im Idrija-Tal

Sl. 1. Položajna skica najdišča megalodontidne favne v dolini Idrijce

(Abb. 1). Der Ausbiss liegt innerhalb des schon von K o s s m a t in der Geologischen Karte des Blattes Ajdovščina—Postojna (Haidenschaft-Adelsberg) ausgeschiedenen Megaloduskalk-Zuges, den man über weite Strecken verfolgen kann. Der Megalodontenkalk ist besonders im Gnelicerücken und am Zusammenflusse der Idrijaquellbäche auch orographisch auffällig (K o s s m a t, 1905, 28). Gut aufgeschlossene Schichten mit gesteinsbildenden Megalodontiden kommen dagegen nur vereinzelt vor.

Im oberen Abschnitt eines Bänderkalkzuges (Pelsparit) kann man folgendes Profil verfolgen (siehe dazu Abb. 2). Der deutlich geschichtete Bänderkalk wird von einem Megalodontiden-Biosparit in Mächtigkeit von etwa 2 m überlagert. Er enthält zahlreiche stark umkristallisierte Megalodontiden-Schalenreste, jedoch keine zweiklappige Exemplare. Dem Biosparit folgen zwei Kalkschichten, 42 und 29 cm mächtig, die aus gesteinsbildenden Megalodontiden-Steinkernen zusammengesetzt sind. Die Megalodontiden sind noch in der Lebensstellung und dicht zusammengepackt. Die sämtlichen Schalen sind schon während der Diagenese aufgelöst worden und bei keinem einzigen Exemplar konnte noch Schale beobachtet werden.

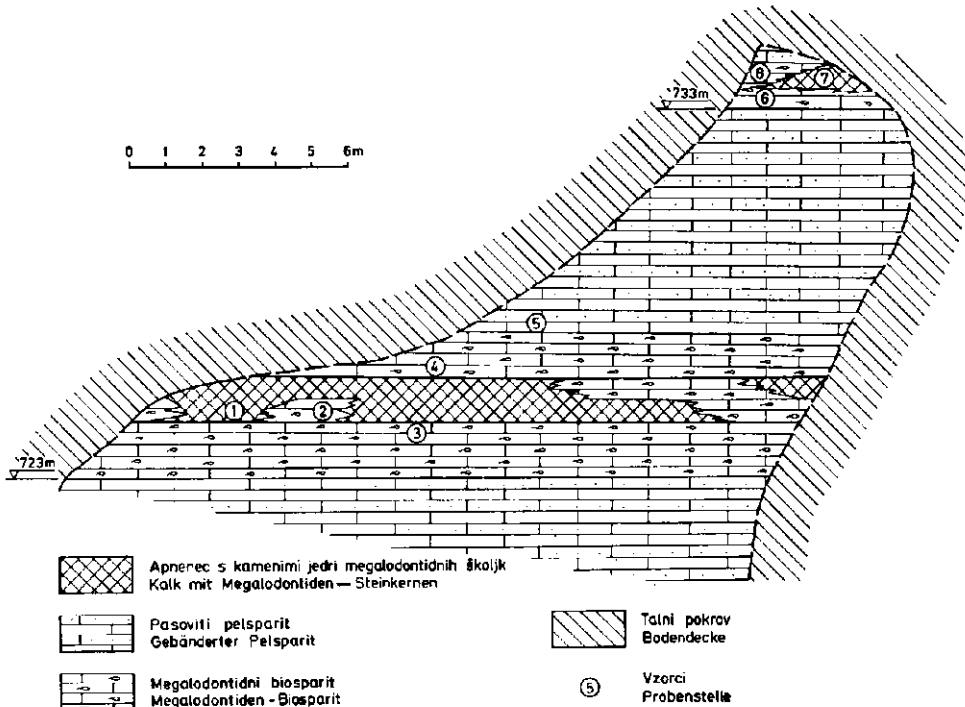


Abb. 2. Profil des Kalkausbisses mit der Megalodontidenfauna im Idrija—Tal  
 Sl. 2. Profil apnenea izdanka z megalodontidno favno v dolini Idrijce

Die obere Megalodontiden-Steinkernschicht wird von den Megalodontiden-Biospariten mit vereinzelt unbestimmbaren Foraminiferen überlagert. In diesen Kalken kommen stark umkristallisierte Einzelschalen und Schalenfragmente häufig vor. Wir konnten in diesem Gestein kein einziges zweiklappiges Exemplar in Lebensstellung finden. Die Mächtigkeit dieser Kalke beträgt etwa 1,3 m.

Die Biosparite gehen nach oben in den gleichen gebänderten Pelsparit über, der die tieferen Partien des Bänderkalkzuges aufbaut. Die oberen aufgeschlossenen Bänderkalke erreichen eine Mächtigkeit von etwa 10 m und sind durch seltene Ooide charakterisiert. Diese feinlamierte Kalke gehen nach oben wieder in einen Biosparit mit umkristallisierten Megalodontiden-Schalenresten über. Diesen Kalken sind im oberen Teil nur noch kleinere Megalodontiden-Steinkernrasen eingelagert. Die Megalodontiden in diesem oberen Bänderkalk-Abschnitt gehören den gleichen Formen wie die im tieferen Teil an und befinden sich auch noch in Lebensstellung.

Der Horizont mit den Megalodontiden-Steinkernrasen konnte auch von S. Buser, Geologische Anstalt Ljubljana, in der Umgebung von Idrija aufgefunden werden. Eine reichere Aufsammlung von Fossilresten befindet sich auch bei E. V é g h - N e u b r a n d t und eine entsprechende Arbeit wird von beiden Forschern veröffentlicht.

## Paläontologischer Teil

Elisabeth Végh-Neubrandt

*Triadomegalodon**Triadomegalodon idrianus* n. sp.

Taf. 1, Fig. 1—3

**Derivatio nominis:** nach der Stadt Idrija in der Nähe des Fundortes.

**Holotypus:** Taf. 1, Fig. 1, Paläontologische Sammlung der Katheder für Geologie und Paläontologie, Univ. Ljubljana, Katalog-Nr. 3860 Paratypen: Taf. 1, Fig. 2, Nr. 3861, Taf. 1, Fig. 3, Nr. 3862.

**Locus typicus:** südwestlich von Idrija, Slowenien (siehe die Abb. 1).

**Stratum typicum:** Karn-Stufe, Tuval-Unterstufe, Trias.

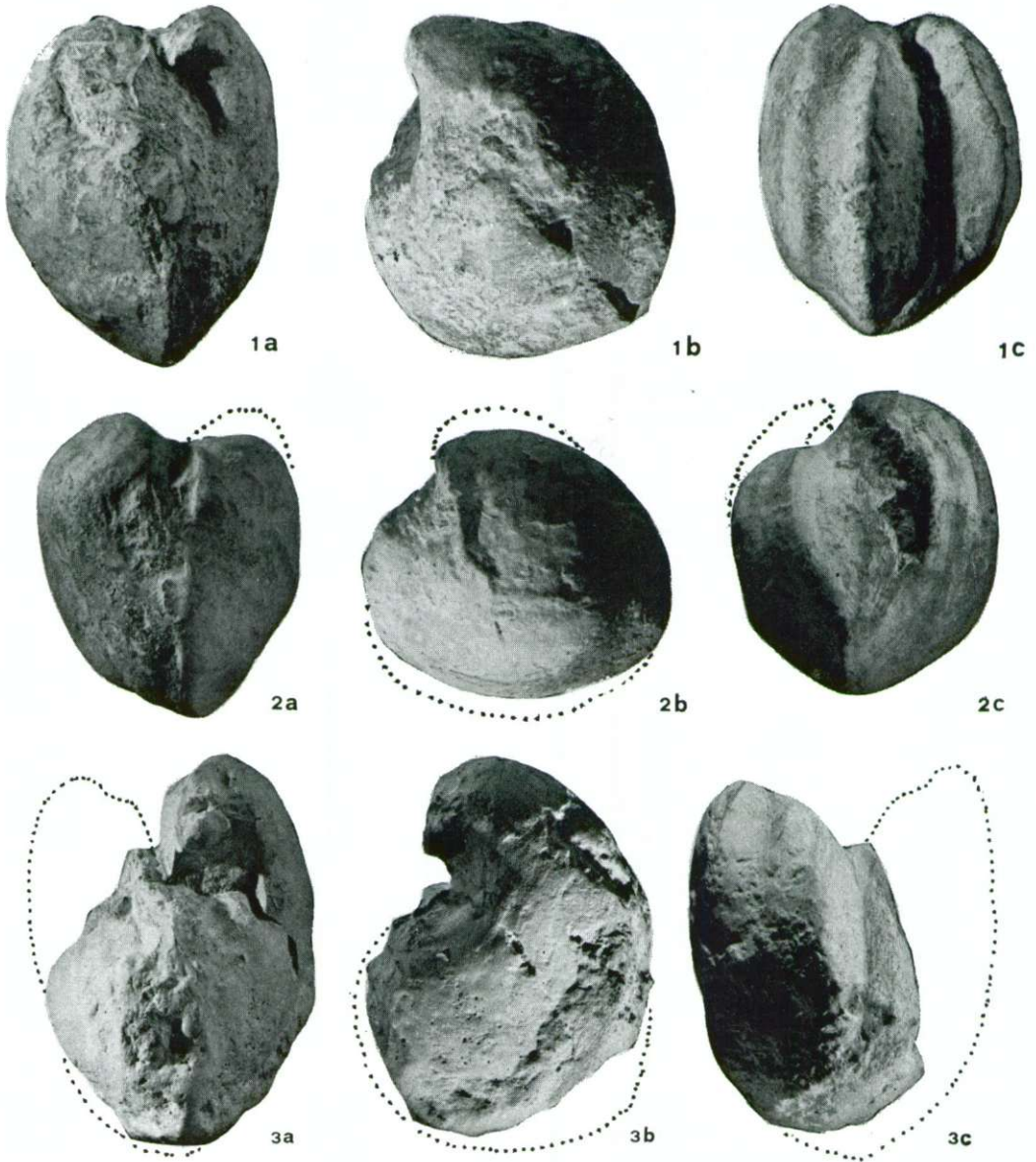
**Diagnosis:** Gleichklappige, aufgeblasene Muschel. Wirbel kräftig, aber kurz, nach vorne gebeugt, eingerollt, nahestehend, doch sie rühren einander nicht. Die Wirbelspitzen liegen fast über dem Vorderrand. Hinterkante gewölbt. Unter- und Vorderrand bilden einen einzigen Bogen. Randlinie insgesamt semi-circular, an den grösseren Exemplaren vertikal-semioval. Von den Wirbelbuckeln beginnt eine abgerundete Kante und vom oberen Teil der Schlossplatte eine zweite scharfe Kante. Die letztere begrenzt die lanzettliche Area, die mässig eingezogen, in die Höherichtung gebogen ist. Die zwei Kanten begrenzen eine flache, ziemlich breite, reifenartige Furche, die gegen den Unterrand zuläuft und sich nach unten etwas ausbreitet. In der Mitte dieser Furche befindet sich ein Gefässabdruck, der von den Wirbelspitzen bis in die Mitte der Klappe deutlich zu verfolgen ist. Nach dem Charakter des Hinterrandes unterscheidet sich die neue Art von allen anderen bitruncaten Formen. Die Lunula ist gross, aber breiter als hoch, deutlich abgegrenzt. Schlossplatte ist verhältnismässig klein, enthält in der linken Klappe einen stumpfen vorderen Zahn und einen kleineren, ovalen hinteren Zahn. Zwischen diesen liegt eine vertikal verlängerte Zahngrube, die dem vorderen Hauptzahn der rechten Klappe entspricht. Hinter den kleineren, ovalen Zahn befindet sich eine etwas höher liegende, kleine Zahngrube, in welche der hintere Zahn der rechten Klappe hineinpasste. Muscheldrücke sind nicht erhalten geblieben.

**Beschreibung:** Es stehen 10 Steinkern-Exemplare für die Untersuchung zur Verfügung. Davon sind 4 ziemlich gut erhalten (siehe Tabelle 1), die anderen sind stärker verdrückt. Ein schlechteres Exemplar wurde aufgeopfert um mit Schleifen den sonst nicht herauspräparierbaren Schlossapparat kennenlernen zu können.

**Vergleich:** Die Art ist am besten mit *Neomegalodon arthaberi* zu vergleichen. Die Art *arthaberi* besitzt aber keine echte Area, sondern die Klappen schliessen sich hinten an einer flügelartigen Kante, die mehr auf *Physocardia* als auf *Neomegalodon* erinnert. Die Doppelkante am Hinterrand ist viel mehr verschwommen als an der untersuchten Art.

Es besteht auch gewisse Ähnlichkeit mit der *Triadomegalodon compressus* und *T. lamellosus*. Diese Arten sind aber viel flacher und beide Hinterkanten sind scharf, die Furche inzwischen schmaler und tiefer, die Wirbel und Lunula kleiner, niedriger.

Tafel 1 — Tabla 1



*Triadomegalodon idrianus* n. sp.

- 1 a, 2 a, 3 a Vorderansicht — pogled od spreadaj  
1 b, 2 b, 3 b Seitenansicht der linken Klappen — pogled od strani, leve lupine  
1 c, 2 c, 3 c Hinteransicht — pogled od zadaj  
1 a, b, c nat. Grösse — naravna velikost  
2 a, b, c ca 0,9 nat. Grösse — 0,9 narav. velikosti  
3 a, b, c ca 0,8 nat. Grösse — 0,8 narav. velikosti

Tabelle 1 — Tabela 1  
*Triadomegalodon idrianus n. sp.*

Die Messungen in Millimetern  
 Meritveni podatki v milimetrih

	1	2	3	4
Höhe — višina	65	89	42	44
Dicke — debelina	56	54	35	36
Länge — dolžina	52	48	38	42

Schrifttum

Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur Geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg. Geol. R. A. Wien, 56 S., Wien (mit der geologischen Karte Haidenschaft und Adelsberg).



## Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu

### Middle Carboniferous Pebbles and Cobbles from the Trogkofel Quartz Conglomerate at Podlipoglav

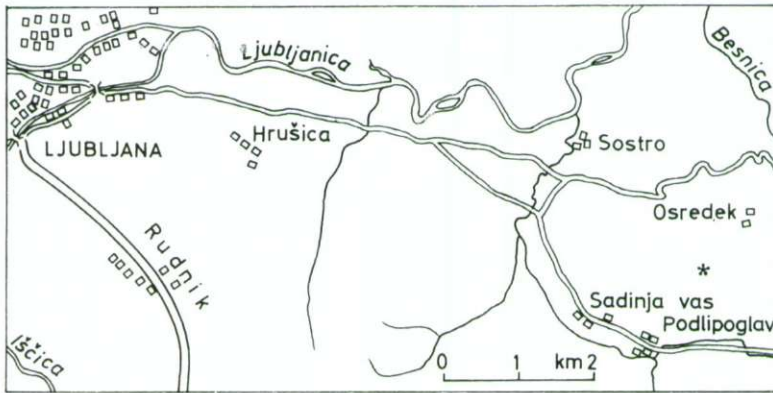
Anton Ramovš in Bogdan Jurkovšek

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

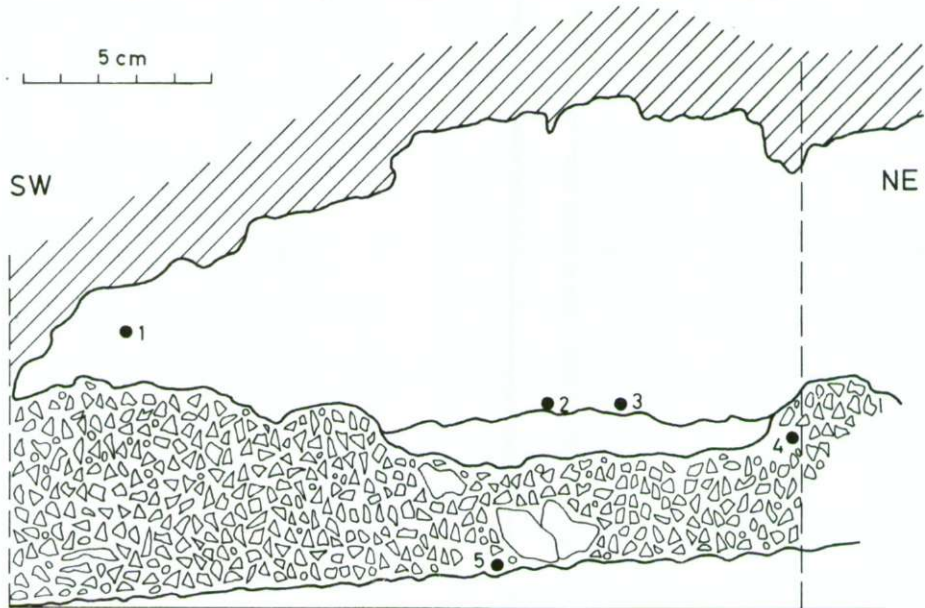
Trogkofelski kremenov konglomerat v Posavskih gubah vsebuje pri Podlipoglavu tudi prodnike in bloke apnenca s fosili. Poleg krinoidnih ostankov, moluskov in problematičnega fosila (? brizoj) sta pomembni fuzulinida *Pseudostaffella* sp. in foraminifera *Bradyina* sp., ki dokazujeta, da je bil del konglomeratnega materiala prinesen iz apnenca moskovske stopnje srednjega karbona. Morska transgresija je torej v srednjem karbonu segla na območju Posavskih gub v bližino Ljubljane.


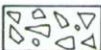


The Trogkofel quartz conglomerate occurring at Podlipoglav village in Sava-Folds contains some dark gray and black fossil bearing pebbles and cobbles derived from the Middle Carboniferous limestone beds. Foraminiferal remains associated with crinoids, mollusks, and a problematicum have been found in the calcareous pebbles. By the fusulinid form *Pseudostaffella* sp. and the foraminifer *Bradyina* sp. the Moscovian stage of Middle Carboniferous is indicated. Thereby a Middle Carboniferous marine transgression over the land neighboring Sava Folds in the area of Ljubljana is evidenced.

Pri Podlipoglavu (sl. 1) leži v tektonskem položaju z zgnetenim in zmečkanim glinastim skrilavcem previsna konglomeratna stena, ki je že pred dobrimi 20 leti pritegnila pozornost geologov. Ramovš (1954, 211 do 220) je takrat našel v kremenovem konglomeratu sedem različnih vrst prodnikov in blokov apnenca. Zanimivo je, da so kremenovi prodniki dobro zaobljeni, oglajeni in približno enako debeli okoli dva centimetra, medtem ko so apnenčevi veliko večji in navadno le malo zaobljeni. Niso pa redki celo ostrorobi bloki apnenca; največja sta merila  $145 \times 34$  cm in  $90 \times 85 \times 40$  cm. Že razlika v velikosti in zaobljenosti kremenovega in apnenčevega materiala potrjuje, da je bilo njuno izvorno področje različno. Prvotno nahajališče apnenca ni moglo biti daleč od današnjega konglomerata (Ramovš, 1954, 217).

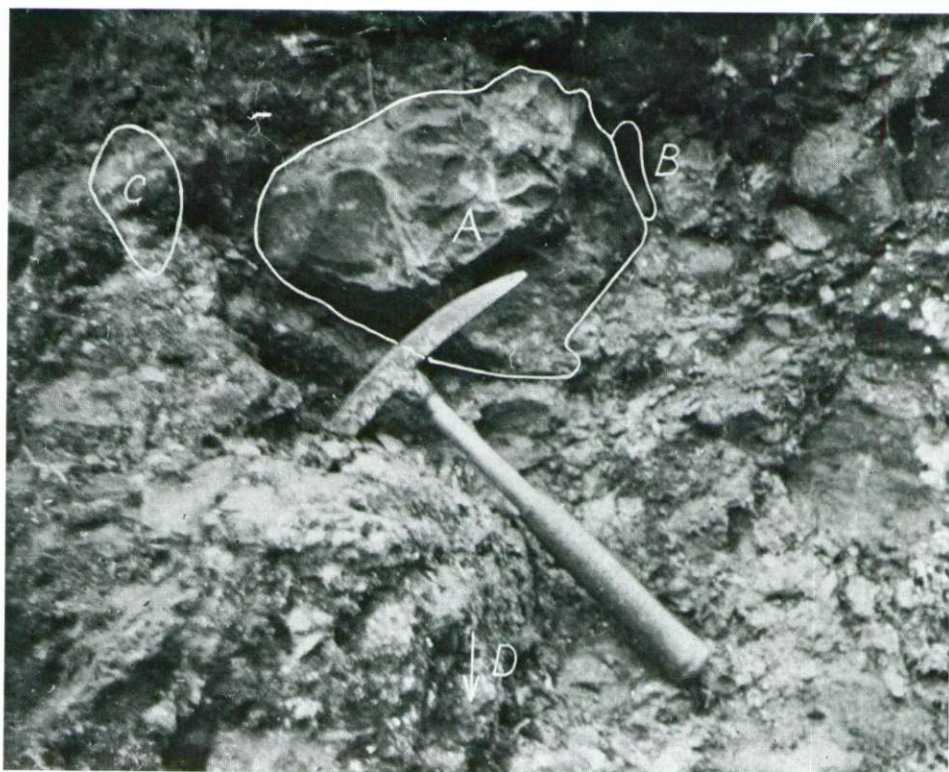


Sl. 1. Položaj trokofelskega konglomerata pri Podlipoglavu\*  
 Fig. 1. Location map of Trokofel-Conglomerate at Podlipoglav\*



-  Previsna konglomeratna stena  
Conglomeratic cliff overhang
-  Konglomeratni grušč  
Talus derived from the conglomeratic cliff overhang
-  Talni pokrov  
Soil cover
-  Raziskani prodniki apnenca  
Calcareous pebbles taken for investigation

Sl. 2. Položaj srednjekarbonskih prodnikov v konglomeratni steni pri Podlipoglavu  
 Fig. 2. Position of the Middle Carboniferous pebbles and cobbles in the conglomeratic cliff overhang at Podlipoglav



Sl. 3. Prodniki in blok A, B, C in D v točki 1, označeni na sl. 2 in v njeni bližini  
 Fig. 3. Calcareous pebbles and cobbles A, B, C, and D from the point No. 1 shown in fig. 2

Nekateri prodniki in bloki apnenca vsebujejo precej fosilnih ostankov, v drugih pa na oko ni bilo opaziti fosilov. Ortocerni apnenec je bogat z ortoceri, brahiopodi, majhnimi polži, školjkami in krinoidnimi ostanki (R a m o v š, 1954, 213). Vsebuje pa tudi zelo redke ostanke trilobitov. *Prionopeltis* cf. *striatus* (Barrande) dokazuje njegovo silursko starost (R a m o v š, 1969, 143).

Precej številni prodniki svetlo sivega apnenca (največji je meril  $50 \times 25 \times 25$  cm) vsebujejo tabulatne in rugozne korale, nekateri pa še krinoidne ostanke. H. Flügel (1958, 623 do 629) je določil naslednje korale in stromatopore: *Macgeea* (*Thamnophyllum*) *stachei* Penecke, *Favistella* (*Dendrostella*) sp., *Favosites* (*Favosites*) *alpinus ottiliae* Penecke in *Clathrodictyon* sp. Po današnjem poznavanju odnosov devona v okolici Jezerskega ustrezajo svetlo sivi in sivi prodniki koralnega apnenca jezerskemu zgornjeemsijskemu koralnemu in krinoidnemu apnencu, ki sega morda celo v srednji devon.

Prodnik glinastega apnenca z ostanki cefalopodov še ni bil obdelan. Prav tako prej niso bili paleontološko preiskani prodniki gostega črnega apnenca brez vidnih makrofosilov in temno sivega in črnega krinoidnega apnenca in



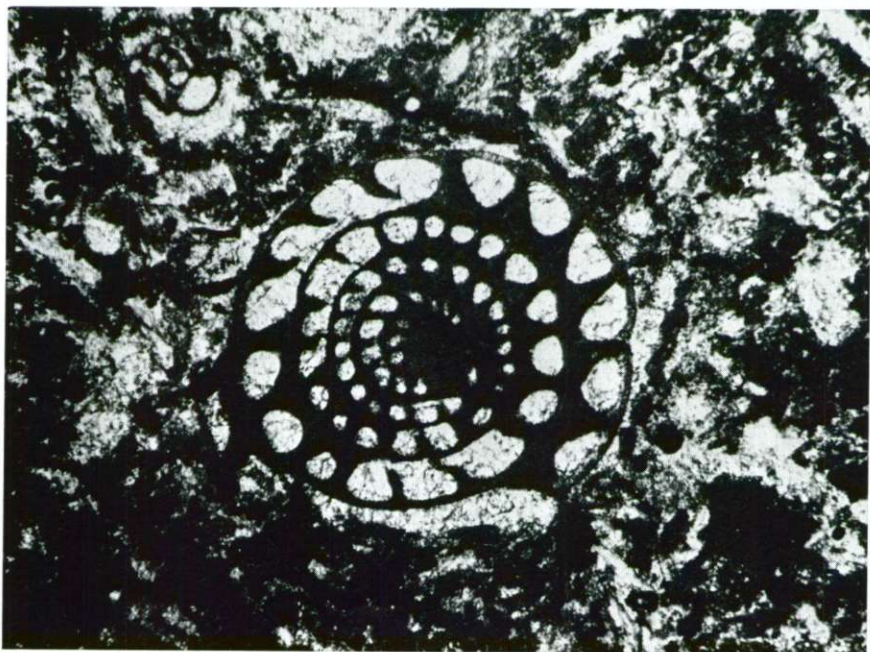
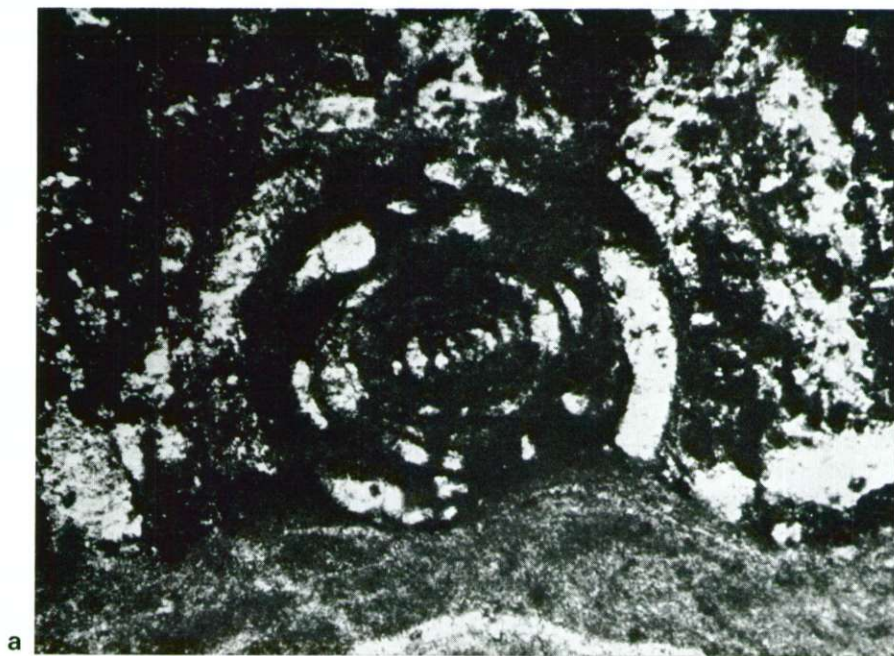
Sl. 4. Prodnik št. 5 v strugi potoka

Fig. 4. The pebble No. 5 from the river bed

kalkarenita, podobnega kalkarenitu s posamičnimi fuzulinidnimi foraminiferami pri Lanišču (cf. Ramovš, 1965, 341 do 344).

V letih 1974 in 1975 je B. Jurkovšek ponovno preiskoval konglomeratno steno pri Podlipoglavu in pri tem nabral material osmih blokov in prodnikov apnenca. Pri nadaljnjem delu sva se posebej posvetila raziskavi gostega črnega apnenca in temno sivega ali črnega krinoidnega apnenca. Mikropaleontološke raziskave so dale pomembne rezultate. Prof. dr. V. Kochanský-Devidé se topla zahvaljujeva za pregled in delno določitev mikrofosilov.

Položaj prodnikov v previsni konglomeratni steni pri Podlipoglavu in pod njo kaže sl. 2 (1 do 5); na sl. 3 pa so z A, B, C in D posebej označeni prodniki in blok v točki 1 in njeni neposredni bližini. Št. 1 (sl. 2) oziroma A (sl. 3) predstavlja  $31 \times 23$  cm velik srednje dobro zaobljen blok črnega apnenca v nižjem delu prve polovice konglomeratne stene, ki ga obdaja peščenokonglomeratno vezivo s precej sljude. Gre za biomikritni apnenec, ki vsebuje pogostne fuzulinidne foraminifere, male foraminifere, krinoidne ostanke, in brahiopodne lupine. Fosilne ostanke tu in tam obleplja stromatolit. V črnem apnencu se pojavlja še problematični fosil, ki zavzema precejšnjo površino (okoli  $60 \text{ cm}^2$ ) in kaže morda na briozoja iz skupine Cyclostomata (sl. 9). Mikrofosili tega bloka



Sl. 5. *Pseudostaffella* sp. iz bloka I/A; 55 x. a) podolžni presek, b) prečni presek  
Fig. 5. *Pseudostaffella* sp. from the cobble No 1/A; 55 x a) axial section, b) transver-  
sal section

pripadajo naslednjim rodovom: *Pseudostaffella* sp., *Bradyina* sp. in *Tetrataxis* sp. (sl. 5, 6, 7 in 8).

Na desni strani bloka 1/A leži  $17 \times 7 \times 3$  cm velik prodnik enakega črnega gostega apnenca (št. 1 na sl. 2 in B na sl. 3) s fuzulinidnimi in malimi foraminiferami, z redkimi drobnimi krinoidnimi ostanki in ostankom polža; določeni so bili: *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson, *Bradyina* sp., *Tetrataxis* sp., *Pseudostaffella* sp.

Pet centimetrov od bloka 1/A je slabo zaobljen prodnik sivega gostega apnenca s kalcitnimi žilicami, velik  $9 \times 6 \times 5$  cm (št. 1 na sl. 2 in C na sl. 3). V njem ni določljivih fosilnih ostankov, temveč skorjast stromatolit.

Okoli 45 cm pod blokom 1/A je ležal  $8 \times 6 \times 4$  cm velik srednje zaobljen prodnik črnega gostega apnenca z enim samim ostankom brizoja (št. 1 na sl. 2 in D na sl. 3).

V prvem delu konglomeratne stene (po grapi navzgor) leži nad sredino spodmola manjši in slabo zaobljen blok črnega krinoidnega apnenca ( $21 \times 12 \times 10$  cm, št. 2, sl. 2). Razen majhnih krinoidnih ostankov ne vsebuje ta biomikrit nobenih fosilnih ostankov.

Okoli dva metra od prodnika št. 2 je v konglomeratni steni srednje zaobljen prodnik črnega krinoidnega apnenca ( $13 \times 9 \times 8$  cm, št. 3, sl. 2). Tudi ta bio-



Sl. 6. *Pseudostaffella* sp. in *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson iz bloka 1/A; 40 ×

Fig. 6. *Pseudostaffella* sp. and *Archaeolithophyllum missouriensum* Johnson from the cobble No. 1/A; 40 ×

Sl. 7. *Bradyina* sp. iz bloka 1/A; 40 ×Fig. 7. *Bradyina* sp. from the cobble No. 1/A; 40 ×

mikrit vsebuje le številne krinoidne ostanke. Med prevladujočimi drobnimi krinoidnimi ostanke je bil najden tudi pecelj morske lilije s premerom 15 mm.

V grušču pod srednjim delom konglomeratne stene je ležal manjši slabo zaobljeni blok svetlo sivega apnenca s temnimi lisami, vendar brez fosilnih ostankov (21 × 20 × 9 cm, št. 4, sl. 2).

Precej fosilov pa je bilo v večjem srednje zaobljenem prodniku (14 × 9 × 7 cm) temno sivega apnenca v strugi potoka (št. 5, sl. 2 in 4) pod prvim delom konglomeratne stene. Biomikrit vsebuje prevladujoče drobne krinoidne ostanke, najden je bil tudi debelejši pecelj s premerom 18 mm, fuzulinidne in male foraminifere, ostanke školjčnih lupin, polži in ostrakodi. Foraminifere pripadajo rodovom *Tetrataxis* sp., *Bradyina* sp. in *Pseudostaffella* sp., apnene alge pa vrsti *Archaeolithophyllum missouriensum*.

*Pseudostaffella* in *Bradyina* kažeta, da pripada črni in temno sivi gosti apnenec mlajšemu delu srednjega karbona (podolsk ali mjačkov). Kamenine srednjega karbona pa doslej v Sloveniji še niso bile nikjer paleontološko določene, niti na prvotnem kraju niti kot denudacijski produkt v mehanskih usedlinah. Ker so bili v zadnjih letih zelo natančno raziskani zgornjekarbonski konglomerat Karavank ter konglomerat in breča v klastičnem razvoju trogkofelske stopnje v Karavankah, Posavskih gubah in v okolici Ortneka, skoraj ne moremo pričakovati, da bi bil tudi v njih kje srednjekarbonski denudacijski apnenčast material. Velikost blokov in prodnikov srednjekarbonskega apnenca

pa kaže, da je moral biti odložen tudi srednji karbon v Posavskih gubah vzhodno od Ljubljane.

Najbližje najdišče fuzulinidnega apnenca z moskovsko fuzulinidno favno je Raskirce na Velebitu; leži zahodjužnozahodno od vasi Ričice pri Sv. Roku, kjer je Kochansky-Devidé (1955, 12, 13) določila naslednje fuzulinide: *Pseudostaffella sphaeroidea* Moeller, *Pseudostaffella* sp., *Fusulina minima* Schellwien, *Fusulina* sp., *Ozawainella angulata* Colani in *Eoschubertella* sp. (A). Skupaj z njimi se pojavljajo tudi male foraminifere, redki polži in bodice morskih ježkov. Ta zanimiva mala favna pripada podolski podstopnji moskovske stopnje (l. c. 13). V Karnijskih Alpah, na drugi strani, plasti s pseudostafelami še niso znane. Prav tako jih, kot že rečeno, nismo nikjer našli v Karavankah. Odsotnost srednjega karbona je povzročila v Karavankah in tudi drugje v Sloveniji sudetska orogenetska faza varistične orogeneze. Postorogena sedimentacija pa se je začela z usedanjem zgornjekarbonskih molasnih usedlin (Ramovš, 1971, 159). Najdba pri Podlipoglavu kaže, da se je začela transgresija po sudetski orogenetski fazi že v zgornjem delu srednjega karbona (podolski podstopnji moskovija) in ne šele konec srednjega karbona ali v začetku zgornjega karbona, in da je morala segati z Velebita tudi v Posavske gube, vsaj do neposredne okolice Ljubljane. S tem pa seveda še ni pojasnjeno, kakšen obseg je imela na območju Slovenije transgresija v mlajšem delu srednjega karbona.



Sl. 8. *Tetrataxis* sp. iz bloka 1/A; 55 ×

Fig. 8. *Tetrataxis* sp. from the cobble No. 1/A; 55 ×





Sl. 9. Problematikum (?briozoj) iz bloka 1/A

Fig. 9. Problematicum (?Bryozoan) from the cobble No. 1/A

Sl. 2, 3, in 4 fot. B. Jurkovšek, sl. 5 do 9 fot. M. Grm.

Photographs 2, 3, and 4 by B. Jurkovšek, photographs 5—9 by M. Grm.

Pri dosedanjih raziskovanjih zanimivega konglomerata na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja pa se nam še ni posrečilo določiti starosti nekaterih drugih prodnikov apnenca in kalkarenita. Tudi že prej znani tufski prodniki (R a m o v š, 1954) utegnejo biti zanimivi; mogoče so nastajali v času spodnje-karbonskega vulkanizma. Prav tako bo treba preiskati še prodnike metamorf-nih kamenin. Upravičeno lahko pričakujemo, da bodo nadaljnje preiskave konglomerata v okolici Podlipoglava dale nove prispevke k biostratigrafskemu razvoju v paleozoiku Posavskih gub vzhodno od Ljubljane.

#### Literatura

Flügel, H. 1958, Korallen und Stromatoporen aus den Geröllen der Karbonkonglomerate des Ljubljana-Felds. *Razprave Slov. akad. znan. umetn. razr. IV, 4*, 623—629, Ljubljana.

Kochansky-Devidé, V. 1955, Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. *Rad Jugoslav. akad. znan. umjetn.*, 5—62, 6 tabl, Zagreb.

R a m o v š, A. 1954, Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja. *Geologija* 2, 211—220, Ljubljana.

R a m o v š, A. 1965, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. *Geol. vjesn.* 18/2, 341—345, Zagreb.

R a m o v š A. 1969, *Prionopeltis* cf. *striatus* (Tril.) aus dem Geröll des Perm Konglomerates am Ostrand des Ljubljana-Feldes (NW-Jugoslawien). *Bull. sci. A*, 14, 143, Zagreb.

R a m o v š A. 1971, Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. *Z. Deutsch. Geol. Ges. Jg. 1970*, 122, 157—160, Hannover.

## Zgornja kreda nad Savo pri Zagorju Late Cretaceous Beds at Sava near Zagorje

*Goce Mitrevski in Jernej Pavšič*

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

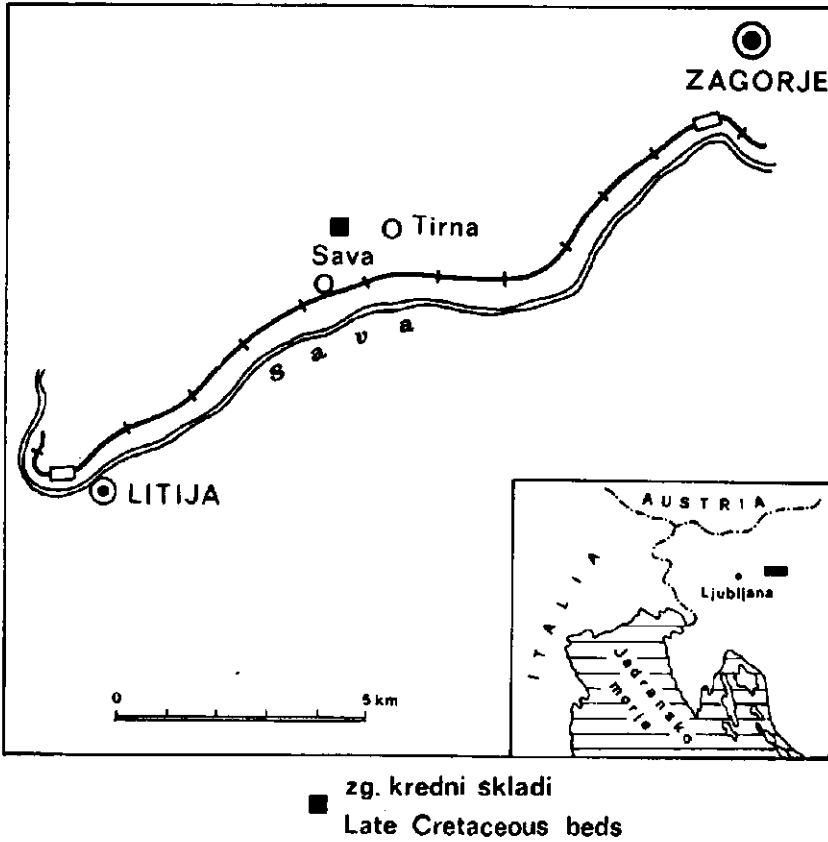
V Posavskih gubah med Tirno in Lešami nad Savo pri Zagorju leže na zgornjetriadnem apnencu erozijski ostanki zgornjekrednega laporastega apnenca, ki vsebuje planktonske foraminifere in nanoplankton. Po določitvi treh vrst nanoplanktona in šestih vrst planktonskih foraminifer spada laporasti apnenec v santonij-campanij.

New erosional remnants of the Late Cretaceous beds have been found in Sava Folds. They overlie the Upper Triassic limestone North of the Sava village nearby Zagorje and contain abundant planktonic foraminifers and rare nannoplanktons. Six planktonic foraminifers and three nannoplanktons determined from the marly limestone indicate the Santonian-Campanian age of the erosional remnants.

Starejši avtorji so sklade med Tirno in Lešami nad Savo pri Zagorju šteli v zgornjo triado in jih označili kot noriško-retski apnenec (Teller, 1907; Kuščer, 1967). Pri detajlnem kartiranju leta 1975 pa smo v noriško-retski podlagi lahko ločili zgornjekredne plasti, ki se tudi litološko dobro razlikujejo od starejših kamenin. Skladi se vlečejo od jugovzhodnega vznožja hriba Čelišek (652 m) ob kolovozu proti Lešam. V jugozahodnem delu se dvigajo in dosežejo svojo največjo debelino okrog 90 m.

Skladi leže na noriško-retskem apnencu. Erozijska meja je pokrita. Po barvi in litološki sestavi se hitro menjavajo naslednji različki apnenca: rdečkasto rjavi laporasti apnenec, zelenkasto rumeni apnenec, rjavkasti apnenec z roženci, sivkasto rjavi apnenec in rumenkasto beli apnenec. D. Skaberne je določil laporasti apnenec kot biomikrit po Folku, in kot »wackestone« po Dunhamu, vmesne pole svetlega apnenca pa kot intrabiomikrit, delno pre-kristaliziran v intrabiosparit po Folku, ali »packstone« po Dunhamu.

Skladi so slabo nagubani in brez posebnih bazalnih usedlin. Zaradi močne poraščenosti terena nismo mogli slediti celotnemu profilu.



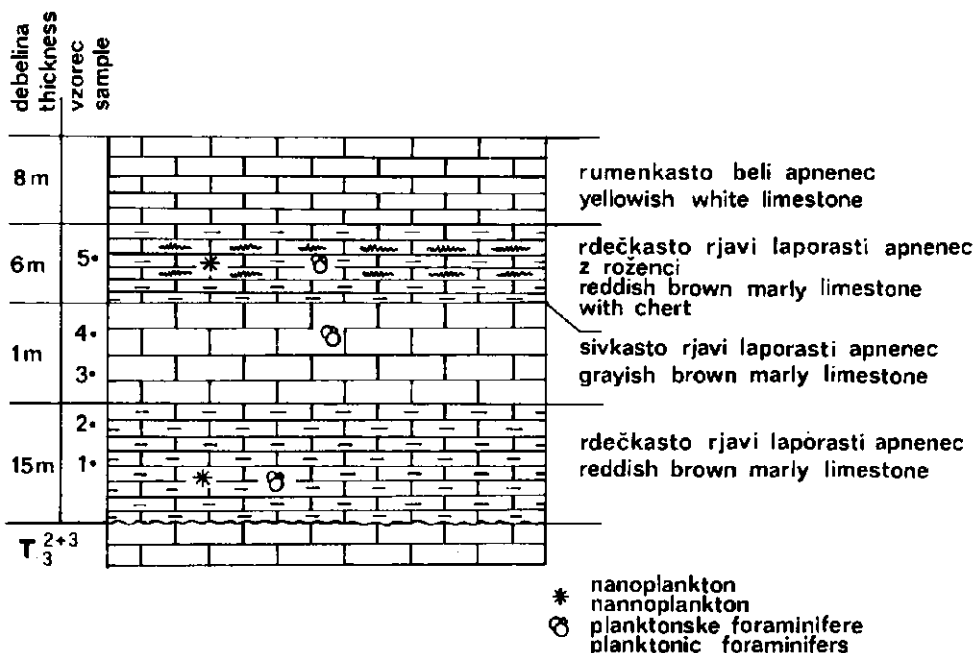
Sl. 1. Položajna karta zgornjekrednih plasti nad Savo pri Zagorju

Fig. 1. Location Sketch of the Late Cretaceous Beds at Sava nearby Zagorje

Laporasti apnenec vsebuje planktonsko favno in floro. Med nanoplanktonom nismo našli posebno pestrih oblik. Verjetno so se v laporastem apnencu nežni skeletni deli prekrystalizirali ali popolnoma raztopili. Ohranile so se le najbolj odporne oblike. Določili smo lahko le tri vrste. Precej pogosta je vrsta *Watznaueria barnesae* (Black), ki pa s svojo veliko vertikalno razširjenostjo ne daje dobre opore za detajlno stratigrafsko členitev. Nastopa od albija do danija. *Micula staurophora* (Gardet) ima nekoliko manjšo vertikalno razširjenost: srečamo jo od zgornjega santona do danija. Vrste *Cretarhabdus* cf. *conicus* Bramlette et Martini pa nismo mogli zanesljivo določiti, ker je pre slab ohranjena.

Zaradi odsotnosti vseh mastrichtskih oblik lahko po nanoplanktonu sklepamo na santon-campanijsko starost krednih plasti.

Močnejše so zastopane planktonske foraminifere, ki so sorazmerno dobro ohranjene. Toda laporasti apnenec je tako trd, da iz njega nismo mogli izolirati foraminifernih hišic. Zato smo jih morali določiti v zbruskih, kar pa seveda ni posebno zanesljivo.



Sl. 2. Profil zgornjekrednih skladov nad Savo pri Zagorju

Fig. 2. Section of the Late Cretaceous Beds at Sava nearby Zagorje

Določili smo šest vrst planktonskih foraminifer, ki s svojo vertikalno razširjenostjo tudi potrjujejo santon-campanijsko starost:

- Globotruncana cf. conica* White
- Globotruncana cf. lapparenti tricarinata* (Quereau)
- Globotruncana cf. coronata* Bolli
- Globotruncana cf. stuarti* (Lapparent)
- Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli
- Heterohelix* sp.

Vsi naštetni fosili dokazujejo zgornjekredno starost laporastega apnenca in vmesnega sivega apnenca, ki v vezivu prav tako vsebuje drobce planktonskih foraminifer.

O podobnih erozijskih ostankih v Posavskih gubah so pisali že Grad (1960) ter Lapajne in Šribar (1973).

#### Literatura

- Grad, K. 1960, Obvestilo o raziskavah krednih sedimentov v Posavskih gubah. *Geologija* 6, 313—315, Ljubljana.
- Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. *Geologija* 10, 8—85, Ljubljana.
- Lapajne, V. in Šribar, L. 1973, Zgornjekredni sedimenti na območju Posavskih gub. *Geologija* 16, 237—244, Ljubljana.
- Teller, F. 1907, Geologische Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.

**Tabla 1 — Plate 1**

1. *Globotruncana* cf. *conica* White

2. *Globotruncana* cf. *coronata* Bolli

3. *Globotruncana* cf. *stuarti* (Lapparent)

70 × povečano — 70 × enlarged

Fotografiral M. Grm — Photographs by M. Grm

Tafel 1 — Tabla 1



1



2



3

**Tabla 2 — Plate 2**

1. *Globotruncana* cf. *lapparenti* *tricarinata* (Quereau)
2. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli
3. *Watznaueria barnesae* (Black)
4. *Micula staurophora* (Gardet)
5. *Creiarhabdus* cf. *conicus* Bramlette et Martini

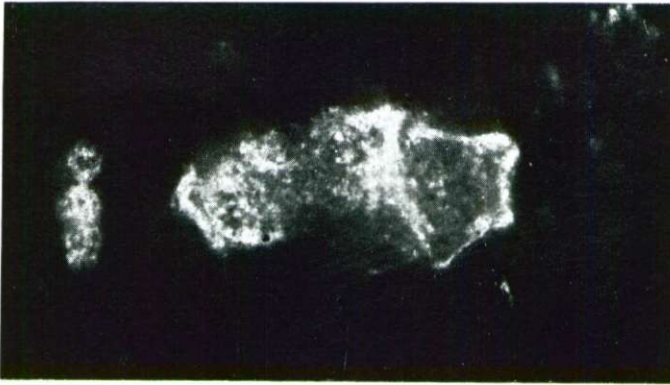
Foraminifere so 70 × povečane — Foraminifers 70 × enlarged

Nanoplankton je 1800 × povečan — Nannoplankton 1800 × enlarged

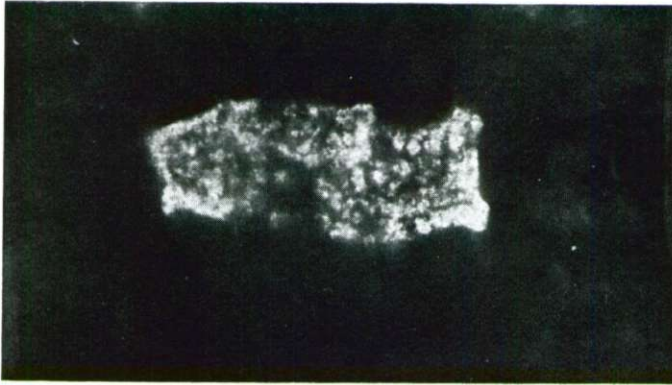
Nanoplankton je slikal J. Pavšič — The photographs of the nannoplankton made by J. Pavšič



Tafel 1 — Tabla 1



1



2



3



4



5

## Biostratigrafija miocena v Slovenskih goricah

Lija Rijavec

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Na podlagi foraminifer je avtorica definirala biostratigrafske cone miocenskih plasti v Slovenskih goricah in jih primerjala z ustreznim zaporedjem v okolici Gnasa in v Dunajski kotlini. Bazalna meja miocena je dobro določena na zahodnem koncu Slovenskih goric, kjer spodnjehelvetške sladkovodne usedline leže na metamorfni podlagi. Sledi morski razvoj helveta in nad njim erozijska diskordanca. Tortonske plasti so razdeljene le na tri biocone: *Præorbulina* in *Orbulina suturalis*, *Spiroplectamina carinata*, ki jo označujejo tudi kot biocono peščenih hišic, in *Bolivina dilatata*, ker je biocona *Rotalia beccarii*, značilna za Gnas in Dunajsko kotlino, v Slovenskih goricah erodirana. Od sarmatskih plasti so na zahodu razvite vse tri biocone: *Cibicides badenensis-Rissoa* in *Hydrobia* kot ekvivalent biocone *Elphidium reginum* v okolici Gnasa in v Dunajski kotlini, biocona *Elphidium hauerinum-Ervilia* in *Protelphidium subgranosum-Mactra*. V vzhodnem delu Slovenskih goric pa je možno razlikovati le prvi dve.

### Uvod

Slovenske gorice so bile že večkrat kartirane, vendar plasti niso bile detajlno horizontirane in jih zato ni bilo mogoče upoštevati pri stratigrafski korelaciji miocenskih usedlin Slovenije z drugimi območji. Zaenkrat sem za primerjavo upoštevala miocenske sklade Gnasa (avstrijska Štajerska) in Dunajske kotline znotraj meja Paratetide.

Problematika v zvezi z razčlenitvijo in razmejitvijo miocenskih plasti se kaže v neuskladenosti stratigrafske nomenklature, ki je povzročila težave pri korelaciji na območju Paratetide. Razvoj miocenskih plasti v Mediteranu se znatno razlikuje od razvoja Paratetide. Zato je skupina avstrijskih, čehoslovaških in madžarskih geologov, ki sodelujejo v mediteranskem komiteju za stratigrafijo neogena (Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy) predložila preliminarno nomenklaturu neogena za centralno Paratetido.

Novo nomenklaturu uporabljajo v vseh deželah na območju nekdanje Paratetide razen v Jugoslaviji in Rusiji. Ker pa te razdelitve še ni sprejela ustrezn

mednarodna organizacija, še ni splošno veljavna. Zato sem naš miocen horizontiral še po klasični razdelitvi, v tabeli 1 (str. 77) pa sem navedla tudi nova poimenovanja, da bi bila možna primerjava po stari in novi nomenklaturi.

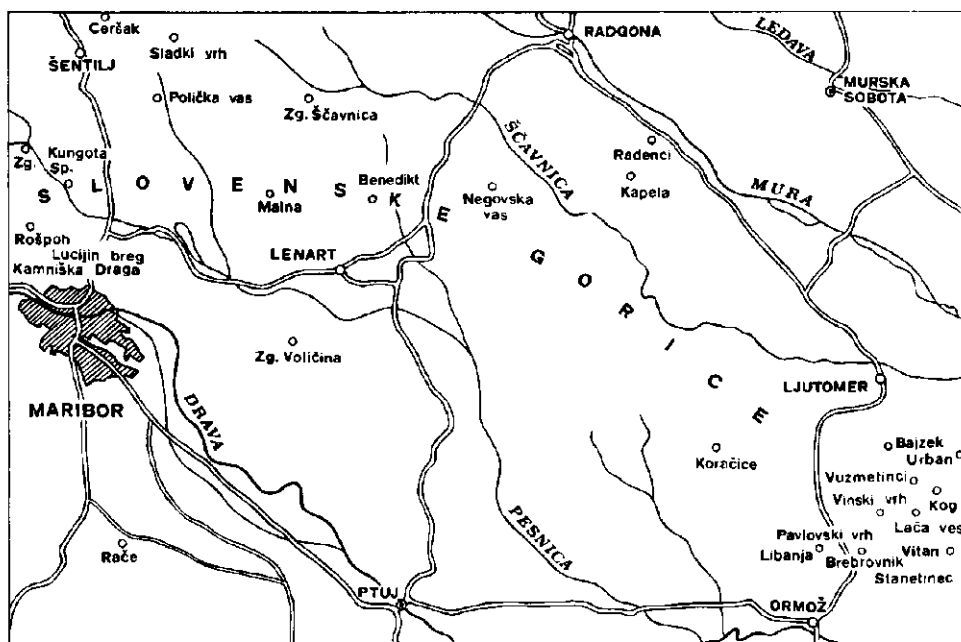
### Pregled dosedanjih raziskovanj

Morfološko enoto Slovenskih goric z generalno smerjo NW—SE so oblikovale v glavnem reke Mura, Ščavnica, Pesnica in Drava (sl. 1). Kot kaže, slede rečni tokovi prelomnemu sistemu enake smeri. V terciarni zgradbi prevladujejo miocenski skladi, ki so že zgodaj privlačili pozornost geologov tudi zaradi sledov nafte v tortonskih plasteh. Prvi podatki o raziskavah terciarnih usedlin Štajerske izvirajo od F. Rolleja (1855). Naslednje leto je opisal litavske tvorbe pri Wildonu. D. Stur (1871) je v svojem delu o geologiji Štajerske primerjal sedimente Štajerske in Dunajske kotline. Utrdil je pojem foraminifernega laporja, ki ga je štel na helvet. H. Höfer, (1895) je usedline, ki jih je Stur uvrstil v pont, prestavil v torton. V teh usedlinah je našel izvire slane vode in sledove nafte na območju Lača ves-Vuzmetinci. V. Hilber (cit. po A. Winklerju, 1913, 525) je imenoval lapor z makrofavno pri Šentilju »šlir«. V letu 1908 je pisal o srednještajerskem šliru, kar ustreza Sturovemu foraminifernemu laporju.

V novejšem času je terciarne plasti v Štajerski kotlini raziskoval A. Winkler (1913, 503—616). Razčlenil je miocenske kamenine in jih uvrstil v burdigal, helvet in torton. R. Jaeger (1914, 123 do 141) je obdelal bogato foraminiferno favno iz številnih najdišč v Slovenskih gorica. Vzorce je vzel v foraminifernem laporju. Na podlagi foraminiferne favne je razlikoval globokomorske in plitvomorske usedline. I. Meznerics (1936, 118) je paleontološko raziskala srednještajerski terciar. Sestavila je seznam foraminifernih vrst iz usedlin pri Polički vasi, na Poličkem vrhu in v Jareninskem dvoru. A. Winkler (1944) je pregledal generalno vse Slovenske gorice in posebej Kog. Na severnem krilu ormoško-selniške antiklinale je našel na tortonskih plasteh laporasto glino in po njej sklepal na sarmatsko starost plasti. V letu 1943 so Nemci raziskovali torton z vrtinami na jugovzhodnem krilu antiklinale (vrtina Kog-1). R. Janoschek je v neobjavljenem delu na svoji geološki karti Koga takole razčlenil plasti:

3. panon
2. sarmat
1. torton v splošnem

Torton je v vrtini Kog-1 razčlenil na tri dele. Na severnem in južnem krilu strukture Kog je našel na tortonskih plasteh brakične plasti, ki nedvomno pripadajo sarmatu. A. Winkler (1951 a, 414 do 524; 1951 b) je izdelal celotno stratigrafsko shemo mlajšega terciarja na vzhodnem obrobju Centralnih Alp. Obravnaval je tudi mlajša tektonska dogajanja v Štajerski kotlini. Spodnje-tortonski algin apnenec in konglomerat je po njegovem mišljenju ekvivalent špiljskega laporja. M. Pleničar (1954) je izdelal geološko karto obmurskih naftnih ležišč in pri tem upošteval tudi dela R. Janoscheka, A. Rubiniča in A. Moosa. Ti so kartirali vzhodno od Koga. Vse te geološke karte



Sl. 1. Položajna skica Slovenskih goric  
Fig. 1. Location map of Slovenske gorice

se med seboj precej razlikujejo. G. K o p e t z k y (1957, 13 do 73) je naddrobno horizontalni tercijer v okolici Wildona in v Florjanskem zalivu. Omenil je podobnost mikrofavne v usedlinah pri Polički vasi z mikrofavno spodnjertortonških usedlin pri Kollischbergu v okolici Wildona. A. W i n k l e r (1957, 1 do 50) je na pregledni karti zahodnega dela Slovenskih goric razčlenil miocenske plasti v formacije, ki jih je poimenoval po tamkajšnjih krajih. Razlikoval je domneven akvitan, starejši helvet, zgornji helvet-spodnji torton, starejši torton, srednji torton, zgornji torton in spodnji sarmat. Na pregledni karti vzhodnega dela Slovenskih goric je razčlenil miocenske kamenine na območju Koga na torton v splošnem, zgornji morski lapor z ervilijami in morsko foraminiferno favno, spodnji sarmat in spodnjepanonski ostrakodni lapor. L. R i j a v e c (1970) je na območju severno od Maribora razdelila terciarne plasti na zgornji burdigal, spodnji in zgornji helvet, torton in sarmat.

### Biostratigrafija miocenskih plasti

Dosedanji podatki o geologiji Slovenskih goric so neenakomerno porazdeljeni. Bolje kot osrednji del sta raziskana zahodni in vzhodni del; zahodni del predvsem zaradi slatine in metamorfne podlage terciarnih plasti, ki prihaja tam na površje, tako da je znan celoten profil terciarja. Vzhodni del pa je bil že dolgo zanimiv zaradi pojavov bitumena na površju in izvirov slane vode. V zvezi s temi pojavi so v zahodnem in vzhodnem delu Slovenskih goric tudi precej vrtali in

je zato tudi možna primerjava površinske in globinske stratigrafske slike. Na vmesnem delu, tj. na območju nekako med Cerkvenjakom in Ormožem so manj vrtali, poleg tega so tod na površju precej debele mlajše pliocenske plasti.

V zahodnem delu Slovenskih goric se miocenski profil začne s spodnjehelvet-skimi plastmi, ki leže neposredno na metamorfni podlagi. Nato sledе zgornjehelvet-ske usedline z vložki tufa in tufita. Na zgornjehelvet-skih plasteh so odlo-žene spodnjertortonske in srednjertortonske plasti, ki vsebujejo značilno uvige-rinsko in orbulinsko favno. A. Papp je za razmejitev helveta in tortona predlagal nastop orbulin, kar so stratigrafi sprejeli (C. W. Drooger, A. Papp in C. Socin, 1957). Tortonske plasti so v celoti morske. Sledе spod-njesarmatske in srednjesarmatske plasti s foraminiferami *Cibicides badensis*, *Elphidium reginum*, *Elphidium hauerinum* in *Protelphidium subgranosum*, ki kažejo na brakičen razvoj sarmata.

V vmesnem delu je od miocenskega zaporedja znan samo profil tortonskih in sarmatskih plasti. Dve vrtini pri Koračicah sta ostali v srednjem tortonu, in sicer prva v globini 3179 m, druga pa v globini 2508 m. Miocenske plasti pa v tem delu ne pridejo na površje. Značilno je, da so tortonske plasti na tem območju znatno debelejše kot v zahodnem in vzhodnem delu.

Tortonske plasti prihajajo v vzhodnem delu na površje. Po podatkih vrtine Kog-5 segajo do globine 972 m, kjer se prično helvetske plasti; v njih je vrtina obtičala v globini 1977 m. Tudi sarmatske plasti prihajajo na površje v zahodnem in vzhodnem delu Slovenskih goric. V zahodnem delu vsebujejo poleg forami-nifer in ostrakodov tudi makrofavno predvsem *Cardium*, *Hydrobia*, *Rissoa* in *Ervilia* v spodnjem sarmatu ter *Mactra* v srednjem. V vzhodnem delu Slo-venskih goric pa je sarmat zelo siromašen z mikrofosili, makrofosili pa so sploh redki.

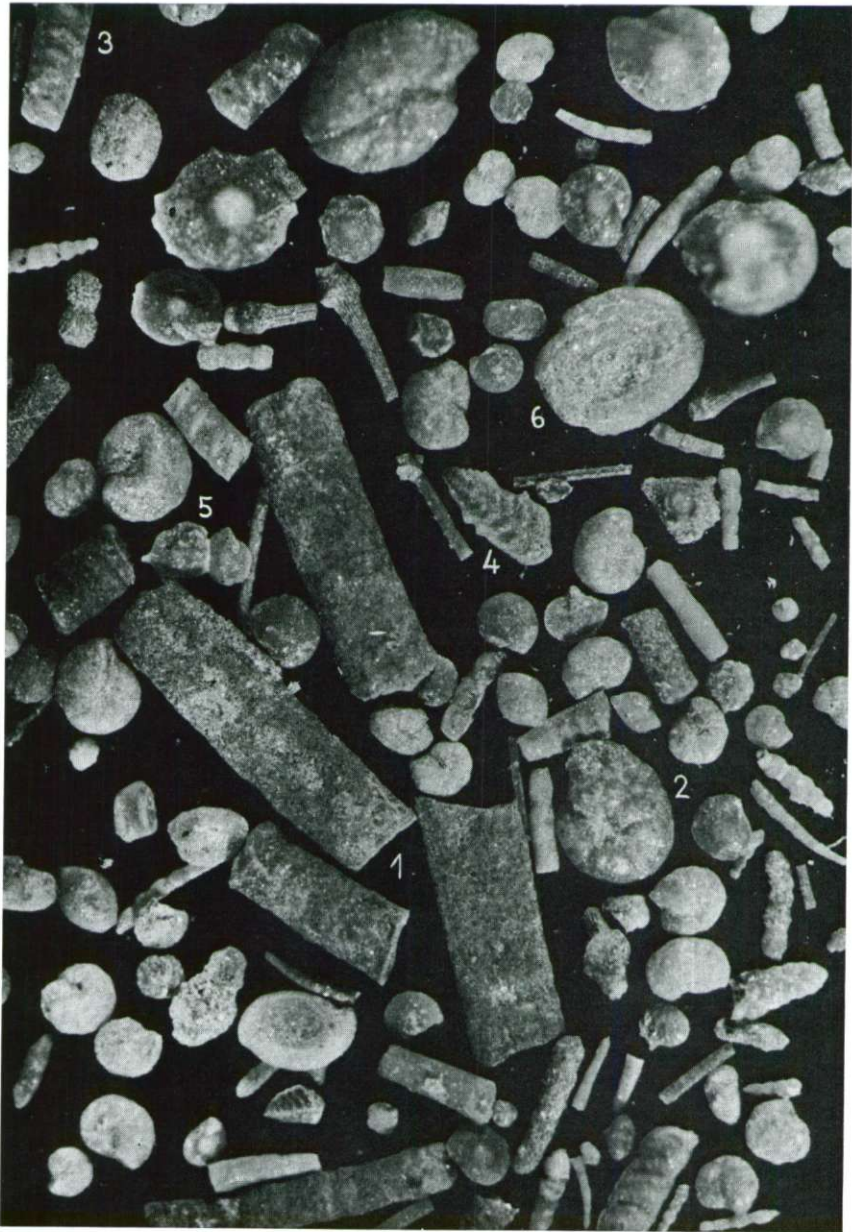
#### Profil Kamniška Draga-Lucijin breg

Profil poteka od severozahoda proti jugovzhodu, tj. od Kamniške drage proti Rošpohu. Ponekod se prične z brečo, ki jo sestavljajo precej veliki bloki tonalita in gnajsa ter manjši kosi filita in drugih kamenin. Nad bazalnimi plastmi ležita sivi sljudnato-peščeni lapor in apneni peščenjak. V spodnjem delu lapor ne vse-buje mikrofosilnih ostankov. Med laporjem so vložki peščenjaka, peska ter srednjezrnatega in grobozrnatega konglomerata, sestavljenega v glavnem iz kremenovih prodnikov, poleg tega pa iz prodnikov filita in magmatskih ka-menin.

Lapor vsebuje siromašno foraminiferno favno. Določila sem naslednje oblike:

- Bathysiphon* sp.
- Spiroplectammia carinata* (d'Orbigny)
- Bigenerina* sp.
- Cornuspira involvens* (Reuss)
- Guttulina austriaca* d'Orbigny
- Glandulina laevigata* (d'Orbigny)
- Siphonodosaria elegans* (d'Orbigny)

Poleg foraminifer sem našla v izpirkih še redke ostrakode in iglice morskih ježkov. Spodnjehelvet-ske plasti so v najnižjem delu sladkovodne, više pa morske.



Sl. 2. Foraminifere zgornjehelvetskih plasti pri Spodnji Kungoti

Fig. 2. Foraminifers from the Upper Helvetian beds at Spodnja Kungota

- 1 *Bathysiphon taurinensis*, 2 *Cyclammina* sp., 3 *Vaginulina* sp., 4 *Spiroplectammina carinata*, 5 *Lenticulina* cf. *calcar*, 6 *Cornuspira* sp., 10 ×

*Profil Zgornja Kungota-Šentilj-Ceršak*

Profil poteka od Zgornje Kungote proti severovzhodu prek Šentilja proti Ceršaku in gre iz starejših plasti v mlajše. Začne se s konglomeratom, na katerem leži peščeni lapor z vložki peska, peščenjaka, andezitnega tufa, gline in tufita. Zahodno od tod je profil podoben, le tuf je dactini.

V spodnjem delu profila sem našla v peščenem laporju (sl. 2) naslednjo mikrofavno:

*Bathysiphon taurinensis* Sacco  
*Haplophragmoides* sp.  
*Spiroplectamina carinata* (d'Orbigny)  
*Lenticulina* cf. *calcar* (Linné)  
*Marginulina hirsuta* d'Orbigny  
*Vaginulina* sp.  
*Plectofrondicularia* sp.  
*Uvigerina bononiensis primiformis* Papp et Turnovsky  
*Siphonodosaria elegans* (d'Orbigny)  
*Glandulina laevigata* (d'Orbigny)

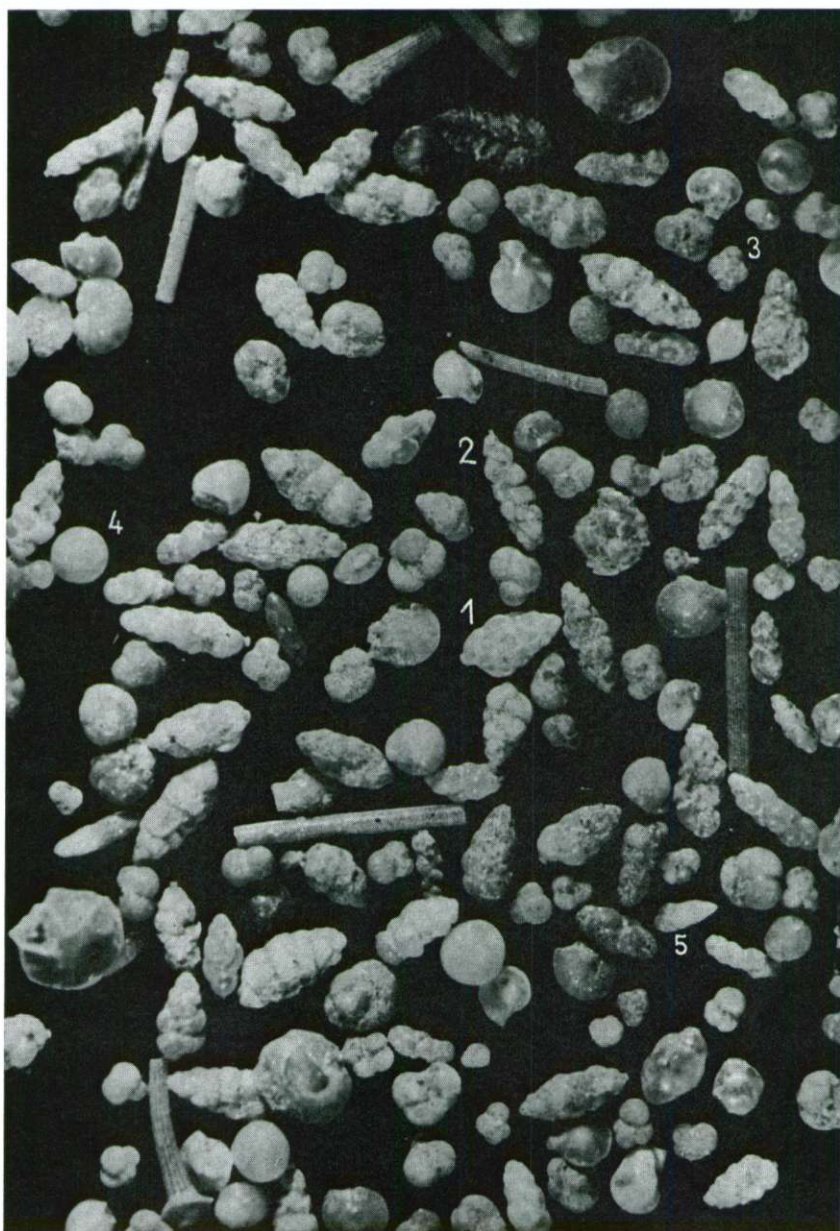
V zgornjem delu profila vsebuje lapor značilne oblike za zgornjehelvetske plasti, ki ustrezajo bioconi *Uvigerina graciliformis*, *Uvigerina bononiensis primiformis* in *Globigerinoides bisphaericus*. Od spremljajoče favne sem določila *Bathysiphon filiformis* Sars, *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Lenticulina calcar* (Linné), *Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny), *Nodosaria longiscata* d'Orbigny, *Vaginulina* sp., *Plectofrondicularia* cf. *digitalis* (Neugeboren), *Bulimina* sp., *Siphonodosaria pauperata* (d'Orbigny), *Ammonia beccarii* (Linné), *Chilostomella ovoidea* Reuss, *Globigerinoides trilobus* (Reuss).

Zahodno od Šentilja leže na zgornjehelvetskih plasteh spodnjertonske, tj. biocona *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*. Razvite so kot konglomerat, ponekod pesek, peščenjak, peščeni lapor in litotamnijski apnenec. Po litološki sestavi prevladujejo usedline plitvega morja.

Lapor vsebuje bogato foraminiferno favno. Med drugim sem določila naslednje značilne vrste:

*Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny  
*Uvigerina acuminata* Hosius  
*Uvigerina* cf. *macrocarinata* Papp et Turnovsky  
*Uvigerina pygmaeoides* Papp et Turnovsky  
*Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny  
*Globigerinoides trilobus* (Reuss)  
*Orbulina suturalis* Brönnimann  
*Globorotalia* cf. *fochsi* Drooger

Poleg značilnih vrst sem določila še 16 drugih foraminifernih vrst, v glavnem nodosariide, dalje ostanke briozojev, ostrakodov in iglice morskih ježkov. Med navedeno foraminiferno favno so najbolj značilne uvigerine in orbuline, ki imajo važno vlogo pri določanju starosti usedlin Štajerske kotline in alpskokarpatskih kotlin (I. Čiča, 1958; R. Grill, 1960, 125).



Sl. 3. Foraminifere zgornjega dela srednjertonskih plasti pri Ceršaku

Fig. 3. Foraminifers from the Upper part of Middle Tortonian beds at Ceršak

- 1 *Uvigerina venusta venusta*, 2 *Uvigerina venusta liesingensis*, 3 *Globigerina bulloides*, 4 *Orbulina suturalis*, 5 *Bolivina dilatata*, 14 ×





Sl. 4. Foraminifere zgornjega dela srednjertontonskih plasti pri Selnici

Fig. 4. Foraminifers from the Upper part of Middle Tortonian beds at Selnica

- 1 *Ammodiscus incertus*, 2 *Uvigerina semiornata semiornata*, 3 *Uvigerina cf. pygmaea*,  
 4 *Spiroplectammina carinata*, 5 *Bathysiphon filiformis*, 6 *Globigerina bulloides*, 7  
*Sphaeroidina bulloides*, 8 *Nonion soldanii*, 14 ×

Vzhodno od Šentilja se prično srednjertonske plasti s konglomeratom, peskom, peščenim laporjem, glino in litotamnijskim apnencem. Peščeni lapor vsebuje pomembne foraminifere:

*Textularia* sp.  
*Bigenerina* sp.  
*Martinottiella communis* (d'Orbigny)  
*Uvigerina acuminata* Hosi  
*Uvigerina venusta venusta* Franzenau  
*Epistomina elegans* (d'Orbigny)  
*Orbulina suturalis* Brönnimann.

Naštete foraminifere spremlja 11 drugih foraminifernih vrst in iglice morskih ježkov.

V višje ležečem peščenem laporju (sl. 3 in 4) sem dobila foraminiferno favno, značilno za zgornji horizont peščenih hišic:

*Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny  
*Uvigerina semiornata* cf. *karreri* Papp et Turnovsky  
*Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny  
*Uvigerina venusta liesingensis* Toula  
*Uvigerina venusta venusta* Franzenau  
*Orbulina suturalis* Brönnimann

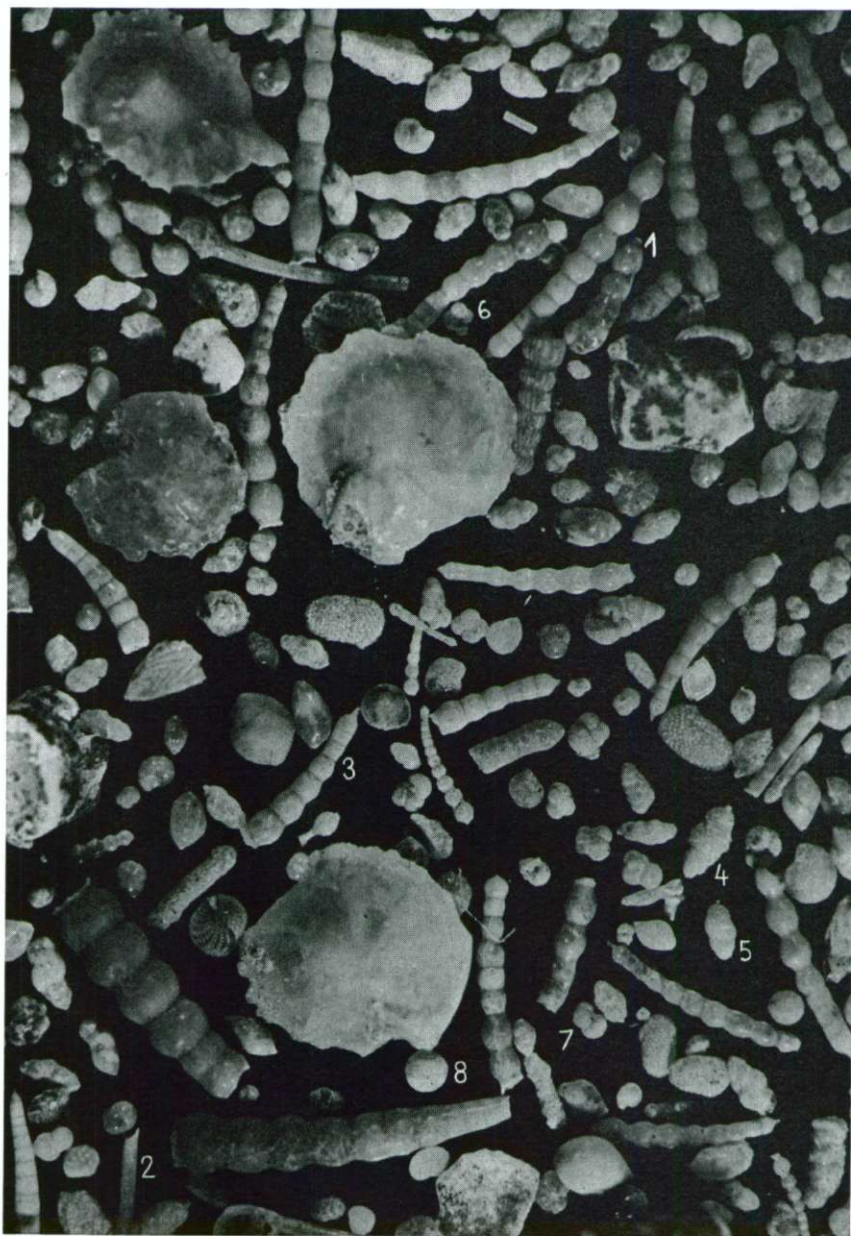
Značilne vrste spremlja 11 drugih foraminifernih oblik. Litološki profil kaže, da so se srednjertonske usedline, tj. biocona peščenih hišic, odlagale v zelo plitvem morju. V spodnjem delu biocone peščenih hišic nastopa celo apnenec. Tudi pesek s prodnatimi vložki kaže na bližino obale. Ob močnejšem ugrezanju pa sta se sedimentirala peščeni lapor in glina.

#### *Profil Polička vas-Sladki vrh*

Profil poteka v smeri jugozahod-severovzhod. Najprej zajame starejše plasti in nato mlajše. Prične se pri Polički vasi in se konča pri Sladkem vrhu. Litološki profil je od spodaj navzgor naslednji: spodnjertonske plasti, oziroma biocona *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis* se prično z rjavim peskom, ki prehaja v peščeni lapor. Ta vsebuje precej debelo slovo litotamnijskega apnenca, nekoliko višje pa slovo glavkonitnega peščenjaka z morskimi ježki. Spodnjertonske plasti so večidel usedline plitvega morja. Na to kažejo litotamnijski apnenec in glavkonitni peščenjak z morskimi ježki.

V peščenem laporju (sl. 5) sem določila uvigerine in orbuline, ki kažejo na spodnji torton. Našla pa sem tudi številne vrste iz družine nodosariid. Med drugim sem določila vrste:

*Marginulinopsis pedum* (d'Orbigny)  
*Nodosaria longiscata* d'Orbigny  
*Siphonodosaria elegans* (d'Orbigny)  
*Siphonodosaria pauperata* (d'Orbigny)



Sl. 5. Foraminifere spodnjertonskih plasti pri Polički vasi

Fig. 5. Foraminifers from the Lower Tortonian beds at Polička vas

1 *Marginulinopsis pedum*, 2 *Nodosaria longiscata*, 3 *Siphonodosaria pauperata*, 4 *Uvigerina aculeata*, 5 *Uvigerina semiornata semiornata*, 6 *Globigerina bulloides*, 7 *Globigerinoides trilobus*, 8 *Orbulina suturalis*, 12 ×

*Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny  
*Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny  
*Globigerina bulloides* d'Orbigny  
*Globigerinoides trilobus* (Reuss)  
*Orbulina suturalis* Brönnimann

Po navedeni favni štejem peščeni lapor v biocono *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*, ki ustreza spodnji in zgornji lagenidni coni (R. Grill, 1941).

Na spodnjertortonskih plasteh leži rjavi pesek s polami peščenjaka, glinastega laporja in litotamnijskega apnenca. Više pesek prevladuje vedno bolj, dobijo pa se še vedno posamezne tanke pole glinastega laporja in gline. V spodnjem delu profila sem našla v vzorcu peščenega laporja foraminifere:

*Lenticulina* sp.  
*Virgulina schreibersiana* Czjzek  
*Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny  
*Bulimina pupoides* d'Orbigny  
*Chilostomella* sp.  
*Globigerina* sp.

Delitev plasti na spodnji in zgornji horizont peščenih hišic na tem območju ni možna.

V višjem delu profila vsebuje peščena glina značilne foraminifere:

*Ammodiscus incertus* (d'Orbigny)  
*Uvigerina semiornata* cf. *karreri* Papp et Turnovsky  
*Uvigerina venusta venusta* Franzenau

Poleg naštetih sem določila še 9 foraminifernih vrst. Po foraminiferah *Uvigerina venusta venusta* Franzenau in *Uvigerina semiornata karreri* Papp et Turnovsky sklepam na zgornji horizont peščenih hišic.

Na morskih srednjertortonskih plasteh ležijo na Sladkem vrhu in na Vranjem vrhu sarmatske plasti. Prično se z drobnozrnatim konglomeratom, ki prehaja v rumeni pesek, bogat s slabo ohranjenimi školjčnimi lupinami in polževimi hišicami. Pesek vsebuje tanke pole peščenjaka. Nato sledi peščenoglinasti lapor s siromašno foraminiferno favno vrste *Elphidium flexuosum grilli* Papp in *Elphidium* cf. *obtusum* (d'Orbigny). Od makrofavne sem določila:

*Ervilia dissita dissita* (Eichwald)  
*Pseudamnicola (Staja) inflata* Jekelius  
*Mohrensternia inflata* (Andrzejowsky)  
*Retusa (Retusa) truncatula sarmatica* Berger  
*Acteocina lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot)  
*Spirorbis heliiformis* (Eichwald)

A. Papp (1954) je uvrstil usedline z enako favno v Dunajski kotlini v spodnji sarmat, in sicer v plasti *Rissoa*, oziroma biocono *Cibicides badenensis* ali *Elphidium reginum*.

*Profil Malna-Benedikt-Negovska vas*

Pri Malni vzhodno od Jurija leže spodnjearmatske plasti na srednjertonskih. Prično se z rumenim peskom in vmesnimi plastmi glinastopčščenega laporja in sivega laporja. V izpirkih vzorcev sem našla naslednje foraminifere:

*Cibicides badenensis* (d'Orbigny)  
*Articulina sarmatica* Karrer  
*Elphidium aculeatum* (d'Orbigny)  
*Ammonia beccarii* (Linné)

Od makrofavne so zastopane školjke:

*Cardium inopinatum* Grischkevitch  
*Cardium vindobonense* (Partsch) Laskarev  
*Ervilia dissita dissita* (Eichwald)

Izpirki so vsebovali nekaj foraminifernih oblik iz tortonskih plasti. Po slabi ohranjenosti sklepam, da so prenesene.

Više leži pesek z vložkom skrilavega laporja, ki prav tako vsebuje obliki *Cibicides badenensis* in *Elphidium* sp. ter ostrakoda *Cytheridea hungarica* Zálányi. V zgornjem delu profila prevladuje rumeni pesek, v splošnem kremenov, le ponekod apnen.

Plasti z vrsto *Cibicides badenensis* so ekvivalentne plastem z *Elphidium reginum*. Zato ima ustrezna biocona dve imeni. V obeh primerih sledi najprej prod in nato pesek s prodnatimi in laporastimi vložki. Na splošno prevladuje v teh plasteh rumeni pesek. V peščenoprodnatih plasteh je vidna navzkrižna sedimentacija. V laporastih vložkih sem našla značilno foraminiferno in ostrakodno favno:

*Elphidium* aff. *antoninum* (d'Orbigny)  
*Elphidium flexuosum grilli* Papp  
*Elphidium hauerinum* (d'Orbigny)  
*Elphidium josephinum* (d'Orbigny)  
*Articulina sarmatica* Karrer  
*Ammonia beccarii* (Linné)  
*Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas)

V sivem glinastem laporju je O. Spajić določila bogato makrofavno (O. Spajić in L. Rijavec, 1973):

*Hydrobia stagnalis* (Basterot)  
*Hydrobia frauenfeldi* (M. Hoernes)  
*Mohrensternia inflata* (Andrzejowsky)  
*Mohrensternia hydroboides* (Hilber)  
*Ervilia dissita* (Eichwald)  
*Ervilia trigonula* (Sokolov)

Na plasteh biocone *Elphidium hauerinum*, tj. na spodnjearmatskih plasteh so odložene srednjearmatske usedline, oziroma biocona *Protelphidium subgranosum*. Razvite so ponekod kot pesek z vložki glinastega laporja in gline, dru-

god pa kot prod oziroma konglomerat, peščeni apnenec s pirenalami in peščenjak. Apnenec je debel okoli 2 m. V prodru in pesku je sedimentacija navzkrizna.

Mikrofavna je v teh plasteh siromašna z vrslami, toda bogata z individuali. Določila sem naslednje foraminiferne vrste:

*Elphidium aculeatum* (d'Orbigny)

*Elphidium antoninum* (d'Orbigny)

*Elphidium hauerinum* (d'Orbigny)

*Nubecularia* sp.

*Quinqueloculina* sp.

*Ammonia beccarii* (Linné)

*Protelphidium subgranosum* (Egger)

*Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny)

Od ostrakodov sem določila *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas).

V laporastem apnencu je O. Spajić določila naslednjo makrofavno:

*Pirenella disjuncta* (Sowerby)

*Calliostoma podolicoformis* (Kolesnikov)

*Ervilia dissita podolica* (Eichwald)

*Donax dentiger* Eichwald

*Irus gregarius dissitus* (Eichwald)

*Irus gregarius gregarius* (Partsch-Goldfuss)

*Cardium latisulcum* Münster

*Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch-Laskarev)

*Mactra vitaliana eichwaldi* Laskarev

Plasti z našteto makrofavno gredo v srednji sarmat (besarab), tj. v bioconu *Protelphidium subgranosum*, in sicer v spodnji del srednjega sarmata (O. Spajić in L. Rijavec, 1973).

#### Profil vrtine B-2 (Benedikt-2)

Raziskovalna vrtina B-2 se nahaja zahodno od Benedikta v Slovenskih goricah. Ta vrtina je pomembna za razčlenitev miocenskih plasti. Locirana je v spodnesarmatskih plasteh, oziroma v bioconi *Elphidium hauerinum-Ervilia*. Do globine 151 m ni bila jedrovana, ker se nahaja poleg vrtine B-1 (Benedikt-1), ki je bila jedrovana tudi v zgornjem delu. Od globine 151 m do 216 m prevladujeta glinasti lapor in laporasti peščenjak. Bolj redka sta laporovec in pesek. Prvi raziskani vzorec laporja je iz globine 153 m in ni vseboval mikrofosilnih ostankov. V intervalu 190 m do 215 m je lapor ponekod glinast. Vzorec iz globine 190 m je vseboval vrsto *Cibicides badenensis* (d'Orbigny). Jedro iz globine 202 m je bilo bogato s primerki vrste *Elphidium reginum* (d'Orbigny). Po foraminiferni favni sklepam na prvo sarmatsko biocono, ki jo karakterizirata *Elphidium reginum* ali *Cibicides badenensis*. Sarmatski vzorci vsebujejo številne foraminifere, značilne za srednji torton, ki so bile presedimentirane. Na to kažejo slabo ohranjene hišice in mešana favna foraminifer, ki izvirajo v glavnem iz različnih srednjertortonskih biocon, pa celo iz spodnjega torton.

Enak profil kot v vrtini je odkrit na površju pri Žerjavcih severno od Lenar-  
ta, tj. okrog 3,5 km jugozahodno od vrtine. Tudi tu ležijo spodnjearmatske  
plasti na spodnjertortonskih.

V globinskem intervalu 216 m do 236 m je peščeni lapor s precej številno  
mikrofavno. Od foraminifer sem določila:

- Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny
- Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky
- Uvigerina pygmoides* Papp et Turnovsky
- Globigerinoides trilobus* (Reuss)
- Orbulina bilobata* d'Orbigny
- Orbulina suturalis* Brönnimann

Tudi ta vzorec peščenega laporja je vseboval še druge vrste foraminifer, med  
njimi tudi številne zastopnike družine Nodosariidae.

Foraminifera *Uvigerina pygmoides* je značilna za zgornjo, *Uvigerina macro-*  
*carinata* pa za spodnjo lagenidno cono, tj. za biocono *Praeorbulina* in *Orbulina*  
*suturalis*, oziroma spodnji torton.

V globini 236 m do 266 m sledi kompakten lapor. V izpirkih sem našla fora-  
minifere, podobne foraminiferni favni spodnjega dela tortonskih plasti, vendar  
brez orbulin, ki imajo pomembno vlogo pri razmejitvi tortonskih in helvetskih  
plasti. Določila sem naslednje vrste:

- Globigerinoides bisphaericus* Todd
- Globigerinoides trilobus* (Reuss)

Poleg značilnih vrst sem našla 18 drugih vrst foraminifer, ostrakode, iglice  
morskih ježkov in briozoje. Plasti prištevam zgornjemu helvetu.

V globini 266 m do 757 m se menjavajo lapor, glinovec in peščenjak. Proti  
spodnjemu delu profila je peščenjaka vedno več, laporja pa čedalje manj. Pe-  
ščenjak vsebuje ponekod rastlinske ostanke. Pri 662 m se v peščenem laporju  
pojavi prvi vložek breče. Od 738 m globlje pa breča prevladuje in postaja vedno  
bolj groba. Lapor vsebuje zelo siromašno foraminiferno favno *Bathysiphon* sp.  
in *Globigerinoides* sp. Poleg foraminifer se javljajo piritizirane iglice morskih  
ježkov. Od globine 412 m dalje vsebuje lapor le foraminifero *Bathysiphon* sp.  
Po foraminiferni favni sklepam na morske plasti spodnjega helveta. V globini  
757 m je vrtina dosegla kameninsko podlago, ki sestoji iz metamorfnega zele-  
nega skrtilavca.

#### *Profil vrtine T-2 na Kapeli pri Radencih*

Raziskovalna vrtina T-2 se nahaja na Kapeli jugozahodno od Radenec. Loci-  
rana je v pliocenskih plasteh in je v globini 506 m prešla v sarmatske plasti,  
ki segajo do globine 551 m. Razvite so kot tanko plastoviti lapor z vložki peska  
in peščenjaka. Konglomerat v globini 551 m kaže na erozijsko diskordanco med  
tortonskimi in sarmatskimi plastmi. V laporju sem našla foraminifere in lupine  
ostrakodov. Od foraminifer sem določila:

*Nonion* sp.

*Elphidium* ex gr. *flexuosum* (d'Orbigny)

*Elphidium* *reginum* (d'Orbigny)

*Ammonia* *beccarii* (Linné)

Od ostrakodov nastopata *Cytheridea hungarica* Zálányi in *Hemicythere* sp.

Po mikrofavni zanesljivo sklepam na spodnjearmatske plasti, ki pa jih ne morem razčleniti na biocone.

V globini 551 m do 597 m je pesek, peščenjak, konglomerat in lapor. Iz laporja smo izprali foraminifere, ostrakode, iglice morskih ježkov, ribje zobe in koščice. Od pomembnih foraminifer sem določila:

*Lenticulina* *cassis* (Fichtel et Moll)

*Marginulinopsis* *pedum* (d'Orbigny)

*Uvigerina* *macrocarinata* Papp et Turnovsky

*Uvigerina* *semiornata semiornata* d'Orbigny

*Globigerinoides* *trilobus* (Reuss)

*Orbulina* *bilobata* d'Orbigny

*Orbulina* *suturalis* Brönnimann

Poleg uvigerin in orbulin sem določila 25 vrst drugih foraminifer, med njimi tudi nodosariide. Tudi ta lapor štejem v biocono *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*. Da gre za tortonske plasti, nam dokazujeta foraminiferi *Orbulina bilobata* in *Orbulina suturalis*.

V globini 597 m do 618,50 m se izmenjavata temno sivi skrilavi lapor in sivi sljudnati peščenjak. Lapor vsebuje zelo siromašno foraminiferno favno z vrsto *Bathysiphon taurinensis* Sacco. Po njej in po litološki sestavi sklepam na plasti, ki so starejše od tortona in jih prištevamo helvetu.

Vrtini pri Benediktu in na Kapeli sta si podobni glede helvetskih, tortonskih in sarmatskih plasti. Vendar vrtina na Kapeli ni dosegla metamorfne podlage, ampak je ostala v helvetskem laporju in peščenjaku.

#### *Profil Libanja—Pavlovski vrh*

Profil poteka od juga proti severu iz starejših kamenin v mlajše. Prične se s sivim glinastim laporjem, ki je v višjem delu skrilav. Na njem leži rahlo sprjet pesek z vložki glinastega laporja. Više sledi drobnozrnati kremenov konglomerat, oziroma prod in pesek z vložki apnenega peščenjaka. Povečini so prodniki kremenovi, zelo redki sestoje iz temno sivega apnenca. Te plasti kažejo navzkrižno sedimentacijo. Profil se konča s sivim glinastim laporjem.

Pri profiliranju sem nabrala le osem vzorcev, ker je teren precej pokrit. Le v enem vzorcu sem našla foraminifere, ki so zelo slabo ohranjene, zglajene in prevlečene z apneno skorjo; zato sklepam, da so prenesene. Trije vzorci so vsebovali le ostanke vodnih rastlin, kakršne sem do sedaj našla v sarmatskih in panonskih sedimentih. Dva vzorca sta vsebovala slabo ohranjene ostrakodne lupine. Sedimente je A. Sokač (neobjavljeno delo) na podlagi ostrakodne favne uvrstila v zgornji panon.



Profil kaže, da tu ni tortonskih sedimentov, ki jih prikazujejo dosedanje geološke karte. Pri prejšnjih raziskavah namreč niso upoštevali, da so foraminifere, na podlagi katerih so uvrstili sedimente v torton, prenesene. Po rastlinskih ostankih domnevam, da gre za sarmatske plasti, ki pa favnistično niso dokazane. S pomočjo ostrakodne favne so še najbolj zanesljivo določene zgornjeparonske plasti.

#### *Profil Brebrovnik*

Profil poteka od juga proti severu. Najprej zajema starejše plasti in nato mlajše. V začetku sem vzorčevala dva profila, ki se proti severu združita v enega. Litološki razvoj je od spodaj navzgor naslednji: spodaj prevladuje glinasti lapor z vmesnimi polami apnenega peščenjaka. Sledi pesek, ki vsebuje precej sljudnati apneni peščenjak. Više je med peskom vedno več vložkov glinastega laporja, ki je na videz podoben panonskemu. Poleg vložkov glinastega laporja, vsebuje pesek tudi peščenjakove pole. Pri koti 293 m nastopa drobnozrnati konglomerat, oziroma prod in pesek. V njem so tudi vložki glinastega laporja, ki sem ga raziskala mikropaleontološko. V spodnjem delu sem našla naslednje foraminifere:

- Ammonia beccarii* (Linné)
- Elphidium flexuosum grilli* Papp
- Elphidium hauerinum* (d'Orbigny)
- Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny)
- Cibicides* sp.

Poleg naštetih pa nastopajo v izpirkih še *Bolivina dilatata* Reuss, *Amphistegina hauerina* d'Orbigny, *Asterigerina planorbis* d'Orbigny, *Uvigerina* sp. in *Orbulina suturalis* Brönnimann. Te foraminiferne vrste so zelo slabo ohranjene, zato sklepam, da so prenesene. Na podlagi foraminifer *Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium flexuosum grilli* Papp in *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) dajem plasti v sarmat, in sicer v volin.

Nato sledijo plasti brez mikrofosilnih ostankov. Še više pa se pojavijo v sivem glinastem laporju maloštevilni in tudi slabo ohranjeni ostrakodi, ki jih je določila A. Sokačeva (1974). Po celotni biocenozi gre za zgornjeparonske plasti. V glinastem laporju, ki leži nad ostrakodi pa sem našla le ostanke vodnih rastlin.

S pomočjo mikrofavne sem lahko določila v tem profilu sarmatske in panonske plasti. Neposrednih kontaktov med njimi nisem mogla opazovati. Sodeč po ostrakodni favni, manjkajo spodnjeparonske plasti in ležijo zgornjeparonske direktno na sarmatskih. Ker v usedlinah nisem našla foraminifere *Protelphidium subgranosum*, sklepam, da manjkajo srednjeparonske, tj. besarabske plasti.

#### *Profil Vinski vrh*

Tudi profil Vinski vrh sem pričela vzorčevati na jugu v starejših plasteh in ga nadaljevala proti severu vedno v mlajših. Pod pleistocenskim nanosom se kaže sivi lapor, na njem pa leži pesek s polami peščenjaka. Sledi pesek s tanj-

šimi vložki glinastega laporja. Ponekod nastopa pasoviti lapor, ki ga pogosto nahajamo v sarmatskih plasteh. Više se ponovi pesek s polami peščenjaka. Na njem leži glinasti lapor z rastlinskimi ostanki.

V spodnjem delu profila sem našla v vzorcih foraminifere, značilne za spodnji sarmat, in sicer za spodnjo biocono, imenovano *Cibicides badenensis* ali *Elphidium reginum*. Te plasti pripadajo volinu. Više vzorci ne vsebujejo mikrofosilnih ostankov. V zgornjem delu tega profila pa se javlja siromašna ostrakodna favna, ki jo je A. Sokačeva (neobjavljeno poročilo) prištela zgornjemu panonu. Na podlagi mikrofosilnih ostankov sem določila sarmatske in panonske plasti. Nisem pa našla tortonskih, kot so označene na geoloških kartah.

### Profil Vitan-Vuzmetinci

Profil poteka od jugovzhoda proti severozahodu ter prečka severno in južno krilo ormoško-selniške antiklinale. Južno krilo antiklinale je pokrito s pleistocenskimi naplavinami, ki sestojijo iz ilovice in proda. Litološko sestavo miocenskih usedlin sem opazovala pri koti 300 m pri kraju Zasavec. Tu se kaže pesek z vložki peščenjaka in glinastega laporja. Dalje proti severozahodu prevladuje glinastopeščen lapor. Nad koto 322 m vzhodno od Miklavža se ponovno pojavi pesek, ki bi lahko predstavljal mejo med tortonom in sarmatom. V zgornjem delu vsebuje pesek vložke drobnozrnatega peščenjaka, kremenovega konglomerata in pasovitega laporja. Ti sedimenti kažejo na diskordanco med sarmatom in panonom. V zgornjem delu profila je pesek bogat s sljudo.

V spodnjem delu razkritega profila sem našla v glinastem laporju siromašno foraminiferno favno z značilno tortonsko obliko *Orbulina suturalis* Brönnimann, ki poleg preorbulin razmejuje tortonske plasti od helvetskih. Vzorec glinastopeščenega laporja, ki leži malo više, ni vseboval značilne mikrofavne. Po celotni združbi sklepam na srednetortonsko starost.

Srednji del profila sestoji iz peščenoglinastega laporja z naslednjimi značilnimi foraminiferami:

*Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny

*Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny

*Uvigerina* sp.

V peščenoglinastem laporju so poleg bentonskih foraminifer zastopane tudi planktonske vrste in iglice morskih ježkov. Foraminifera *Uvigerina cf. pygmaea* je značilna za zgornji del biocone peščenih hišic. Skoro vse našete vrste pa nastopajo v bioconi peščenih hišic alpsko-karpatskih kotlin.

Vzorci više ležečega glinastopeščenega laporja so vsebovali naslednje tortonske fosilne ostanke:

*Bathysiphon filiformis* Sars

*Martinottiella communis* (d'Orbigny)

*Bolivina* sp.

*Bulimina elongata* d'Orbigny

*Globigerina bulloides* d'Orbigny

*Orbulina bilobata* d'Orbigny

*Orbulina suturalis* Brönnimann

Ostracoda

iglice morskih ježkov

Foraminiferna favna je številna, vendar ne vsebuje značilnih uvigerinskih vrst. Po celotni združbi sklepam, da gre za biocono *Bolivina dilatata*.

Glinasti lapor med peskom ne vsebuje več mikrofavne; v izpirkih sem našla le ostanke vodnih rastlin. Ti so pogosti v Sloveniji v sarmatskih, bolj redki pa v panonskih usedlinah. Na sarmatsko starost plasti sklepam tudi po legi. Više leži sivi glinastopeščeni lapor, ki vsebuje foraminifero *Cibicides* sp. Po njej sklepam na sarmatske sedimente. Sledi peščenoglinasti lapor s slabo ohranjenimi lupinami ostrakodov. V zgornjem delu tega profila se med peskom večkrat pojavi peščenoglinasti lapor. V njem sem našla siromašno in slabo ohranjeno ostrakodno favno. Po njej je A. Sokačeva (neobjavljeno poročilo) sklepala na zgornjepanonsko starost glinastega laporja.

#### Profil Lača ves—Bajzek

Profil poteka v smeri jug—sever. Vzorce za mikropaleontološke raziskave sem nabrala lahko le na temenu in v severnem krilu antiklinale. Njeno južno krilo je prekrito s pleistocenskimi in holocenskimi sedimenti. Severno od Lače vesi vsebuje peščenoglinasti lapor tanjše vložke apnena peščenjaka. Više sledi peščenoglinasti lapor. Pri Bajzku na koti 313 m je viden v golici sivi lapor; na njem leži drobnnozrnati pesek s peščenjakom in konglomeratom, še više pa sivi glinasti lapor.

V spodnjem delu opisanega profila sem našla v izpirku peščenosljudnatega laporja značilno foraminiferno favno *Bulimina elongata* d'Orbigny, ki je značilna zato, ker nastopa v velikem številu. Značilne vrste so še *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny, *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny in *Uvigerina venusta venusta* Franzenau. Zlasti je pomembna *Uvigerina* cf. *pygmaea*, ki ima zelo majhno vertikalno razširjenost in je prisotna le v zgornjem delu biocone peščenih hišic (srednji torton). Določila sem tudi vrsto *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny, ki je razširjena v Dunajski kotlini (A. Papp in K. Turnovsky, 1953) že v bioconi *Globigerinoides bisphaericus* (zgornji helvet) in v tortonških bioconah do biocone *Bolivina dilatata*.

Više sem v peščenoglinastem laporju našla več vrst foraminifer, vendar brez značilnih uvigerin, po katerih bi mogla sklepati na starost peščenoglinastega laporja. Celotna združba nekoliko kaže na biocono *Bolivina dilatata*. Glinastopeščeni lapor nad peščenjakom vsebuje ostanke vodnih rastlin in moluskov. Nekoliko više je v glinastem laporju značilna foraminiferna vrsta *Cibicides badenensis* (d'Orbigny), po kateri je dobila prva sarmatska biocona tudi svoje ime. Poleg nje pa nastopata še foraminiferi *Quinqueloculina* sp. in *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Plasti vsebujejo tudi ostrakode, iglice spongij in ježkov ter ribje zobe in koščice. Iglice so na sekundarnem mestu, ker so ježki in spongije živeli le v morju z določeno slanostjo. Naštete foraminifernne oblike pa so tipični predstavniki brakičnega morja, kakršno je bilo pri nas v sarmatu.

V zgornjem delu profila so razvite laporne in glinastopeščene plasti. V glinastem laporju je ostrakodna favna zelo slabo ohranjena in siromašna z vrstami. Po A. Sokačevi (neobjavljeno poročilo) sta zastopana rodova *Amplocypris* in *Cyprideis*, oba precej velika. Poleg ostrakodov se nahaja v izpirku še protozojska vrsta *Silicoplaentina hungarica* Kóváry. Ta se pojavi že v zgornjem panonu. Večina silikoplacentin je značilna za pontske sedimente.

#### Profil Vitan-Kog

Del tega profila, ki poteka po južnem krilu ormoško-selniške antiklinale, je pokrit s pleistocenskimi sedimenti. Takoj pod pleistocenom sledi sarmatski pesek z vložki peščenoglinastega laporja in laporastega peščenjaka, nato pa peščenolaporasta glina z vložki laporastega peščenjaka. To zaporedje plasti se na temenu antiklinale in v severnem krilu večkrat ponovi, kar kaže tudi biološki profil. V južnem krilu antiklinale vsebuje peščenoglinasti lapor foraminifere in ostrakodne lupine. Foraminifere so zastopane samo z vrsto *Cibicides badenensis* (d'Orbigny). Ostrakodne lupine so slabo ohranjene in jih zato še nismo določili. Pod temi plastmi leži peščenolaporasta glina. V njej nisem našla mikrofavne, pač pa samo ostanke vodnih rastlin. Ker leži vzorec pod tipičnimi sarmatskimi plastmi, ga upravičeno prištevamo k sarmatu. Pod temi plastmi ležita peščena glina in laporasti peščenjak. Peščena glina vsebuje foraminifere, ki so lahko živele v morju z določeno slanostjo. Gre torej za morski razvoj peščene gline. Nekoliko niže nastopa številna in značilna foraminiferna favna:

*Bolivina dilatata* Reuss  
*Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny  
*Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny  
*Uvigerina venusta venusta* Franzenau

Globlje sledi lapor z naslednjo mikrofavno:

*Bathysiphon filiformis* Sars  
*Haplophragmoides obliquicameratus* Marks  
*Cibicides boueanus* (d'Orbigny)  
 iglice morskih ježkov

V vzorcih s temena antiklinale nisem našla pomembne mikrofavne. Teme antiklinale poteka nekako pri Malem Kogu, kota 278 m. Na severnem krilu antiklinale sem dobila laporasto glino s precej siromašno foraminiferno favno. Določila sem naslednje vrste:

*Bathysiphon filiformis* Sars  
*Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny  
*Bulimina elongata* d'Orbigny  
*Valvulineria complanata* d'Orbigny  
*Gyroidina soldanii* d'Orbigny

Laporasta glina vsebuje še iglice morskih ježkov. Zanimivo je, da se vzorci po foraminiferni favni popolnoma ujemajo z vzorci z južnega krila antiklinale.

### Profil Stanetinec-Urban

Litološki profil poteka od Stanetinec na jugu prek Stanetinskega brega proti severu na Urban. Ta profil se nahaja na hrvaški strani. Najprej sem posnela južno krilo, nato teme antiklinale in nazadnje še njeno severno krilo. Južno krilo je zgrajeno iz glinastega laporja z vložki peščenjaka. To so najmlajše plasti, ki se vidijo na površju. Teme sestoji iz srednjertonskih plasti, ki so razvite kot pesek z vložki glinastega laporja, peščenjaka in peščene glin.

V tem profilu sem zopet zanesljivo določila biocono *Cibicides badenensis*, ki dokazuje brakični razvoj spodnjearmatskih plasti. V njih sem našla tudi ostanke vodnih rastlin. S pomočjo foraminiferne favne sem določila srednjertonske plasti, ki jih dokazuje *Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny. Poleg značilne uvigerinske vrste sem našla še 10 drugih foraminifernih vrst.

### Profil vrtine Kog-5

Raziskovalna vrtina Kog-5 se nahaja v Vuzmetincih in je pomembna za razčlenitev miocenskih plasti v vzhodnem delu Slovenskih goric. Vrtina je bila locirana na severnem krilu strukture Kog, in sicer na severnem robu sarmatskih plasti blizu kontakta s panonom. Do globine 117 m ni bila jedrovana vrtina. Od globine 117 m do 181 m prevladujeta kremenov peščenjak in laporasti peščenjak. Med njima se nahaja glinasti ali pa peščeni lapor, bolj redek je pesek. V globini 181 m do 215 m se menjavajo plasti laporastega ali kremenovega peščenjaka in peščenega laporja.

Preiskani vzorci iz globine 127 m ne vsebujejo značilne mikrofavne sarmatskih biocon. Od foraminifer nastopajo *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *Elphidium ex gr. flexuosum* (d'Orbigny) in *Ammonia cf. beccarii* (Linné). V globini 189,60 m do 191,60 m sem v sivem laporju našla foraminifero *Cibicides badenensis* (d'Orbigny), ki se pojavi še večkrat do globine 215 m. Na podlagi favne zanesljivo sklepam na prvo sarmatsko biocono, ki jo karakterizirata *Elphidium reginum* ali *Cibicides badenensis*.

V globinskem intervalu 215 m do 813 m se medsebojno izmenjujeta peščenjak in lapor. V globinah 444 m do 455 m in 467 m do 471 m se pojavi algin apnenec. Iz vzorcev sem izprala foraminifere, lupine ostrakodov, iglice morskih ježkov in piritizirana jedra polževih hišic. Določila sem značilne foraminiferne vrste:

*Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny  
*Uvigerina ex gr. semiornata* d'Orbigny  
*Uvigerina venusta liesingensis* Toulou  
*Uvigerina venusta venusta* Franzénau  
*Orbulina suturalis* Brönnimann

Vrsta *Uvigerina venusta liesingensis* se pojavi v zgornjem delu biocone peščenih hišic in sega še v biocono *Bolivina dilatata*. Že v spodnjem delu peščenih hišic se pojavi *Uvigerina venusta venusta* in sega v biocono *Bolivina dilatata*. Med favno sem našla še več vrst, ki označujejo to biocono, npr. *Haplophragmoides cf. obliquicameratus*, *Bigenerina robusta*, *Bathysiphon taurinensis*, *Ammodiscus sp.* in *Cyclamina sp.*, odtod tudi njeno ime.

V globini 527 m se pojavi *Lenticulina* cf. *cultrata* iz družine nodosariid, kar je zlasti značilno za spodnji del biocone peščenih hišic. Od globine 813 m do 972 m so v vzorcih vedno bolj številne nodosariide, ki jih spremljajo *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Orbulina universa* d'Orbigny, v najnižjem delu pa celo *Praeorbulina* sp., *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny, ki ima precejšnjo vertikalno razširjenost (srednji miocen), *Globigerina bulloides* d'Orbigny in druge. V tej globini gre za spodnjertortonske plasti, oziroma za biocono *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*.

V globini 972 m do 1395 m so laporasti in kremenovi peščenjaki ter peščeni lapor. Peščenjak vsebuje ponekod rastlinske ostanke. Ponekod prehaja kremenov peščenjak v drobnozrnati konglomerat. V izpirkih teh plasti sem našla foraminiferno favno, ki je podobna foraminiferni favni spodnjega dela tortonskih plasti, vendar je brez orbulin. Določila sem naslednje foraminifere:

- Bathysiphon* sp.
- Ammodiscus* sp.
- Haplophragmoides* sp.
- Bigenerina* sp.
- Elphidium* sp.
- Globigerina* cf. *bulloides* d'Orbigny
- Globigerinoides trilobus* (Reuss)
- Cibicides ungerianus* (d'Orbigny)

Poleg foraminifer se javljajo posamezni ostrakodi, piritizirana jedra školjčnih lupin in ribji zobje. Plasti so razvite morsko. V globini 1395 m do 1977,80 m pa sedimenti ne vsebujejo mikrofosilnih ostankov in sklepam na limnični in fluvialni razvoj. Vrtina je obtičala v globini 1977,80 m in ni dosegla kameninske podlage. Zelo pomemben je bil profil miocenskih plasti v spodnjem delu vrtine Kog-5, ki bi ga lahko primerjali z enako starimi plastmi v vrtini Perbersdorf 1 na avstrijskem Štajerskem.

### Stratigrafska korelacija z drugimi miocenskimi območji

Miocen Slovenskih goric sem primerjala z ustreznimi plastmi Gnasa in Dunajske kotline na območju nekdanje Paratetide.

#### 1. Gnas (avstrijska Štajerska)

Na območju Gnasa so helvetske plasti našli z vrtino Perbersdorf 1. V globini 1335 m do 1470 m leži filitna breča na paleozojski podlagi, tj. na filitu. Debelina breče je 135 m (K. Kollmann, 1960, 1965). V intervalu 930 m do 1335 m sledijo glinasti peščenosljudnati lapor, peščenjak in konglomerat. Usedline so sladkovodne. K. Kollmann (1965) jih je dal v spodnji helvet, očitno zato, ker leže neposredno pod zgornjehelvetskimi plastmi z bogato mikrofavno. Od 376 m do 930 m je vrtina Perbersdorf 1 pokazala glinasti lapor, peščenjak, konglomerat, ostanke premoga, andezit, dacit in tuf, ki jih je K. Kollmann prištel v zgornji helvet (biocona *Globigerinoides bisphaericus*).

I. Küpper (K. Kollmann, 1965) je razčlenila zgornji helvet na podlagi mikrofavne v tri horizonte. Spodnji in zgornji horizont sta bogata z mikrofavno, srednji pa siromašen. Med foraminifernimi oblikami nastopa *Uvigerina graciliformis* Papp et Turnovsky, ki je značilna za zgornjihelvetške plasti. Ustrezna dela miocenskih plasti v Slovenskih goricah ni mogoče enako biostratigrafsko horizontirati, v določeni meri pa sta si profila podobna litološko, zlasti na območju Kungota—Ceršak.

Litološki profil vrtine Perbersdorf 1 se ujema z litološkim profilom zahodnega dela Slovenskih goric. Na obeh območjih sta andezitni in dacitni tuf. Po metamorfni podlagi in breči, ki leži neposredno na njej, sta si podobna profila vrtin Perbersdorf 1 in Benedikt-2. Litološki profil vzhodnega dela Slovenskih goric pa se precej razlikuje od litološkega profila vrtine Perbersdorf 1. V vrtini Kog-5 ni andezita, dacita in tufa. Poleg tega vrtina na Kogu ni prevrtala celotnega miocenskega profila in ni dosegla kameninske podlage. Jedra iz te vrtine tudi niso vsebovala mikrofavne, značilne za biocono *Globigerinoides bisphaericus-Uvigerina graciliformis*.

V globlini 156 m do 376 m si slede konglomerat, andezit, tuf in glinasti lapor z alginim apnenecem. Usedline vsebujejo bogato lagenidno favno in značilno obliko *Orbulina suturalis* Brönnimann. K. Kollmann jih je uvrstil v spodnji torton.

Litološko se profila razlikujeta po tem, da v Slovenskih goricah ni andezita niti tufa. Plasti so razvite na obeh območjih morsko. Biološko se spodnjertonske plasti obeh območij ujemajo. Mikrofavna zahodnega dela Slovenskih goric se ujema z mikrofavno vrtine Perbersdorf 1. V vrtini Kog-5, tj. v vzhodnem delu Slovenskih goric, pa sem našla bolj siromašno foraminiferno favno, vendar značilno. V Ormožu nastopajo zopet številne foraminifere. Jedra zgornjega dela vrtine od 7 m do 156 m, sestojajo iz glinastega laporja, peska in alginega apnenca, ki pripadajo bioconi peščenih hišic. Pojavijo se nove uvigerinske vrste: *Uvigerina venusta venusta* Franzénau, v zgornjem delu biocone pa še *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou in *Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny. Litološko in biološko se profila obeh območij ujemata. Razvoj plasti je povsod morski.

Biocona *Bolivina dilatata* je razvita kot glinasti lapor, pesek in peščenjak; algin apnenec je redek. Primerjava je možna samo po razmerah na površju, ker vrtina te cone ni prevrtala. V laporju je najbolj pogosta *Bolivina dilatata* Reuss. Pridružijo se ji *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou, *Globigerina bulloides* d'Orbigny; ni pa več orbulin. Litološko se profila v glavnem ujemata; razlikujeta se po alginem apnencu. Tega ni na Kogu, namesto njega nastopa glina. Biološka profila sta si enaka in dokazujeta morski razvoj.

Na območju Gnasa je razvita biocona *Cibicides-Rotalia*. Sestoji iz glinastega laporja z vložki peska in peščenjaka. Plasti vsebujejo foraminiferi *Ammonia beccarii* (Linné) in *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob). Foraminiferna favna kaže na brakični razvoj plasti. V Slovenskih goricah ni biocone *Cibicides-Rotalia*, tj. zgornjega dela zgornjega torton.

Sarmatske plasti ležijo po K. Kollmannu (1965) konkordantno na tortonskih in so razdeljene na tri biocone. Prva je razvita kot glinasti lapor z vložki peska in peščenjaka. V sedimentih nastopajo *Elphidium reginum* (d'Or-

bigny), odtod ime prve biocone, *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *Elphidium* ex gr. *flexuosum* (d'Orbigny), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob) in *Ammonia beccarii* (Linné). Od ostrakodov je pomembna *Cytheridea hungarica* Zálányi. Litološko se profila ujemata, biološko pa se razlikujeta po tem, da je v vzhodnem delu Slovenskih goric zastopana biocona s foraminifero *Cibicides bade-nensis*, na območju Gnasa pa z *Elphidium reginum* in *Cytheridea hungarica*. Plasti obeh območij so razvite brakično.

Druga sarmatska biocona *Elphidium hauerinum* (volinske plasti) je razvita na območju Gnasa z enakimi litološkimi različki kot prva biocona. Foraminifero *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) spremljajo *Elphidium antoninum* (d'Orbigny), *Elphidium flexuosum* (d'Orbigny), *Elphidium josephinum* (d'Orbigny), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Ammonia beccarii* (Linné) in Miliolidae div. sp. Mikropaleontološka profila se ujemata. Razlika je le v številu posameznih vrst; na območju Gnasa so številne, prav tako v zahodnem delu Slovenskih goric, na Kogu pa je favna zelo siromašna, vendar nastopa tudi tu značilna vrsta *Elphidium hauerinum*. Biološka profila dokazujeta brakični razvoj plasti.

Tretja sarmatska biocona *Protelphidium subgranosum* (besarabske plasti) sestoji spodaj iz karintijskega proda, v sredini se menjavajo glina, glinasti lapor, pesek in oolitni peščenjak, zgornji del pa vsebuje glino, pesek, premog in osiromašeno, delno limnično favno. Glinasti lapor vsebuje foraminifere, značilne za to biocono. Litološko se profila obeh območij ujemata. Tudi mikropaleontološka profila sta si enaka. Obe območji vsebujeta značilno foraminiferno favno npr. *Protelphidium subgranosum*, po kateri je biocona dobila svoje ime. Razvoj plasti je brakičen.

## 2. Dunajska kotlina

V notranjealpski Dunajski kotlini so spodnjehelvetske plasti razvite kot bazalni šlir in šlirski lapor. Te plasti so znane pod imenom Lušička serija, ki jo je R. Grill (1941, 1968) razčlenil na:

1. šlir *Elphidium-Cibicides*
2. šlir, siromašen s fosili

Spodnjehelvetskih ali otnangijskih plasti iz notranjealpske Dunajske kotline ne moremo primerjati niti litološko niti favnistično, ker gre v Slovenskih goricah za drugačen razvoj plasti.

Na območju centralne Paratetide označujejo zgornjihelvetske, tj. karpatske plasti z uvigerinami, zgornji del pa vsebuje poleg tega vrsto *Globigerinoides bisphaericus*. V Dunajski kotlini in v zahodnem delu Slovenskih goric je določena biocona *Uvigerina graciliformis* in *Globigerinoides bisphaericus*, medtem ko v vrtini Kog-5 nisem našla značilnih uvigerinskih vrst. Litološko pa se profila razlikujeta po tem, da je na območju Slovenskih goric razvoj mnogo bolj pester.

Spodnjertonske ali badenske plasti (biocona *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*) leže v Dunajski kotlini transgresivno na helvetu (I. Čiča, 1960). Razvite so kot laporasta glina in algin apnenec. Na podlagi foraminiferne favne je razčlenil R. Grill (1941, 1943) spodnji torton na dve bioconi, bogati z lage-



nidno favno; odtod tudi ime spodnja in zgornja lagenidna cona. V svoji primerjalni tabeli nisem uporabila naziva lagenidna biocona, ampak *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*, ker po novejši sistematiki A. R. Loeblich in H. Tappan, (1964) družina Lagenidae ne obstaja. Večina teh oblik pripada sedaj družini Nodosariidae. Tudi drugi raziskovalci na območju centralne Paratetide predlagajo planktonski obliki za poimenovanje biocone v spodnjem tortonu.

R. Grill (1941, 1968) je v badenski sivici določil naslednje vrste: *Robulus calcar* (Linné), *Robulus inornatus* (d'Orbigny), *Robulus orbicularis* (d'Orbigny), *Dentalina pauperata* d'Orbigny, *Dentalina scabra* Reuss, *Nodosaria pyrula* d'Orbigny, *Orbulina suturalis* Brönnimann, *Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny, *Uvigerina acuminata* Hosijs, *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky in *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny. Pripomniti je treba, da je rod *Robulus* preimenovan v rod *Lenticulina*, več vrst rodu *Dentalina* pa je bilo uvrščeno v rod *Siphonodosaria*. Plasti biocone *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis* so v Slovenskih goricah litološko bolj pestre kot v Dunajski kotlini. Biološka profila se ujemata in kažeta na morski razvoj plasti.

Srednjertontonske (badenske plasti), tj. biocona *Spiroplectammia carinata* so razvite v Dunajski kotlini kot glinasti lapor, pesek in prod ter apnenec z algami. Po R. Grillu (1941) gre le za eno samo cono; zanjo je značilna *Spiroplectammia carinata*. A. Papp in K. Turnovsky (1953) pa sta srednji torton razčlenila v spodnjo in zgornjo cono peščenih hišic. Mikrofavna cone *Spiroplectammia carinata* vsebuje manj foraminifer iz družine lagenid oziroma nodosariid. Značilne so naslednje uvigerinske vrste, ki jih v spodnji lagenidni coni ni: *Uvigerina cochlearis* Karrer, *Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny, *Uvigerina semiornata brunensis* d'Orbigny, *Uvigerina semiornata karreri* Papp et Turnovsky, *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou in *Uvigerina venusta venusta* Franzenau.

Plasti biocone *Spiroplectammia carinata* v Dunajski kotlini ustrezajo litološko bioconi peščenih hišic v Slovenskih goricah. Tudi biološka profila se dobro ujemata. Litološki in biološki profil kažeta, da se sedimentacijsko okolje od spodnjega tortonu dalje ni bistveno spremenilo.

Zgornji torton je litološko razvit podobno kot srednji torton. Na podlagi mikrofavne je razdeljen na dve coni. Spodnja cona, imenovana *Bolivina dilatata* vsebuje foraminifere, ki dokazujejo, da so sedimenti nastajali v morju z normalno slanostjo, medtem ko oblike zgornje cone, imenovane *Rotalia beccarii*, kažejo na brakično morje. Litološka in biološka profila spodnje cone kažeta enak razvoj plasti na obeh območjih. Biocona *Rotalia beccarii* na območju Slovenskih goric ni razvita, kar kaže na diskordanco med tortonom in sarmatom. V Dunajski kotlini leže spodnjearmatske usedline konkordantno na tortonkih.

Plasti prve sarmatske biocone *Elphidium reginum* so siromašne z vrstami, toda bogate z individuali. Pogoste so naslednje oblike: *Elphidium reginum* (d'Orbigny), *Elphidium flexuosum grilli* Papp, *Rotalia beccarii* (Linné), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Cytheridea hungarica* Zálányi, *Aurila aff. mehesi* (Zálányi), *Haplocythere dacica dacica* (Héjjas), *Cyamocytheridea leptostigma foveolata* Kollmann. Poleg mikrofavne je značilna tudi makrofavna. Zastopani sta obliki *Hydrobia* in *Rissoa*.

Cona *Elphidium reginum-Rissoa* je litološko in biološko na obeh območjih enako razvita. Na območju Koga je mikrofavna sicer siromašna tako po vrstah

Tabela 1. Miocenske plasti Slovenskih goric v primerjavi z drugimi območji

KRONOSTRATIGRAFSKA RAZDELITEV		SLOVENSKE GORICE				DRAVINJSKE GORICE		GNAS (AVSTRILJSKA ŠTAJERSKA)		DUNAJSKA KOTLINA				
EPOKA	STOPENJA PO STÄRNER/NOVEN	BIOCENA	FAVNA	VRTINE	LITOLOGIJA	FAVNA	LITOLOGIJA	FAVNA	LITOLOGIJA	FAVNA	LITOLOGIJA			
MIOCEN	SARNAT	SARNAT	Protelphidium subgranosum	Protelphidium subgranosum, Mactra vitaliana	I-2	glin.lapor, glina,pešč., pesek,lapor, apnenec, prod, konglomerat	Protelphidium ex gr. subgranosum	pesek, glin.lapor, lapor, oolitni apnenec konglomerat	Protelphidium subgranosum	glina, pesek, premog, glin.lapor oolit. apn., karint. prod	Protelphidium subgranosum, Mactra, Ervilia	pesek, apneni pešč., glin.lapor		
			Elphidium hauerinum	Elphidium hauerinum, Ervilia	B-2 153	506	127	glin.lapor, peščenjak, pesek, prod	Elphidium hauerinum	pesek, peščenjak, glin.lapor	Elphidium hauerinum	Elphidium hauerinum, Ervilia		
			Elphidium reginum-Cibicides badensis	Elphidium reginum, Cytheridea hung. Rissoa, Cibicides badensis, Cardium inopinatum				pesek, prod, konglomerat, glina, glin.lapor, pešč.	Elphidium reginum-Cibicides badensis, Cytheridea hungarica	pešč.lapor, pešč. pesek, prod, konglomerat	Elphidium reginum-Cibicides badensis, Cytheridea hungarica	glin.lapor z vložki peska in peščenjaka	Elphidium reginum, Rissoa	
		TORTON	BADENIJ	Ammonia beccarii	erozijski hiatus	215	551	215	eroz. hiatus	eroz. hiatus	Cibicides-Rotalia		Rotalia beccarii	glin.lapor, pesek, prod
				Bolivina dilatata	Uvigerina venusta liessingensis, Bulimina elongata			215	glin. glin.lapor, pesek, peščenjak		Bulimina-Bolivina Erez orbulina	glin.lapor, pesek, pešč., redko algin apnenec	Bolivina dilatata	
				Spiroplectammina carinata (peščena hišica)	Uvigerina cf. pygmaea, Uvigerina venusta				algin apnenec, lapor, pesek, pešč., prod, konglomerat	Uvigerina cf. pygmaea, U. venusta liessingensis, U. venusta	glin.lapor, pešč.lapor, pesek, pešč.	Foraminifere s peščenimi hišicami	glin.lapor, pesek, algin apnenec	Spiroplectammina carinata (pešč. hišica)
	HELVEI	KAREPATIJ	Orbulina suturalis	Uvigerina aculeata, U. macrocarinata			813	pešč.lapor, algin apn., pesek, pešč. z algami konglomerat z algami	Uvigerina aculeata, U. macrocarinata, Orbulina bilobata, O. suturalis, Praeorbulina	pešč.lapor, lapor, pešč., pesek, konglomerat	Bogata lagunidna favna	glin.lapor z vložkom alginoga apnenca, andezit, tuf	zgornja lagunidna favna	glin.lapor, algin apnenec, prod, pesek, konglomerat
			Praeorbulina	Uvigerina suturalis, Praeorbulina	215	551							spodnja lagunidna favna	
			Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, Uvigerina graciliformis, U. bononiensis primiformis	Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, Uvigerina graciliformis	236	597	972	tufit, glina, lapor, pesek, prod, pešč., tuf, kon. lapor, glome-pešč. rat	Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, Uvigerina graciliformis, U. uniserialis	peščeni lapor, pesek, pešč., glina, prod	Globigerinoides bisphaericus, Uvigerina graciliformis	glin.lapor, pešč., konglomerat, premog, andezit, dacit, tuf	Rotalia beccarii, Ostrakodi, Uvigerina bononiensis primiformis	glin.lapor, pesek (Iaa serija)
	OTPMANGIJI		Bathysiphon		266	597	1195	lapor, pešč., pesek, konglomerat, breča			glin. pešč. sljudn. lapor, pešč., kongl., filitna breča	šlir siromašen s fosili, šlir z Elphidium-Cibicides	šlirski lapor in šlirske bazalne plasti (Lušička serija)	
					757		1977							

kot po individuih, vsebuje pa značilne vrste. Tudi po makrofavni se profila ujemata, vendar velja to bolj za zahodni del Slovenskih goric, medtem ko na Kogu makrofavne nisem našla. Makrofavna in mikrofavna kažeta na brakični razvoj plasti.

Druga sarmatska biocona *Elphidium hauerinum-Ervilia* je razvita v Dunajski kotlini kot pesek, peščenjak in glinasti lapor. Lapor vsebuje foraminiferno favno naslednjih vrst: *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny), *Elphidium flexuosum grilli* Papp, *Elphidium* aff. *antoninum* (d'Orbigny) in *Articulina sarmatica* Karrer. Od makrofavne navaja A. Papp (1954) ervilije, po katerih je imenoval tudi plasti. Podoben je razvoj tudi v Slovenskih goricah. Za obe območji je značilno, da je favna precej siromašna, kar velja predvsem za območje Koga. Za Dunajsko kotlino temelji ta ugotovitev v glavnem na vrtnah. Profila kažeta na brakični razvoj plasti.

Tretja sarmatska cona *Protelphidium subgranosum-Mactra* je v Dunajski kotlini razvita kot glinasti lapor, ki prehaja navzgor v pesek in oolitnoapneni peščenjak. Mikrofavna je siromašna z vrstami, toda bogata z individui. Najbolj pogostne vrste so: *Protelphidium subgranosum* (Egger), *Elphidium* sp. (male oblike), *Nonion* sp., *Leptocythere* aff. *parallela* (Mehes), *Cyamocytheridea leptostigma* (Reuss), *Xestoleberis* sp. in *Loxococoncha* sp. A. Papp (1954, 1956) je določil številno makrofavno. Profil biocone *Protelphidium subgranosum-Mactra*, se v Dunajski kotlini ujema z razmerami v zahodnem delu Slovenskih goric, na območju Koga pa teh plasti nisem našla.

### Sklep

Slovenske gorice se raztezajo med Muro in Dravo na prostoru, kjer se Alpe stopničasto ugrezajo v mursko udorino. Na tem območju sta dobro razvita dva prelomna sistema v smereh SW-NE in NW-SE. Prvega sestavljajo donački, ormoški, ljutomerski in radgonski prelom. Na smer NW-SE mlajšega sistema pa kažejo tokovi rek Ledave, Mure, Ščavnice, Pesnice in Drave. Posledica križanja dveh prelomnih sistemov je grudasta zgradba. Bolj in manj ugreznjene grude se odražajo na gravimetričnih kartah kot maksimumi in minimumi. Na tej podlagi bi mogli razdeliti morfološko enoto Slovenskih goric na več strukturnih enot. Najbolj izrazita je tako imenovana soboška struktura, ki sestoji iz radgonsko-mariborske depresije in kapelske grude. Tod leži kameninska podlaga najbližje površju; vrtina pri Hrastju-Moti na desnem bregu Mure jo je našla v globini 395 m. Največja enota je ljutomerska depresija, kjer je kameninska podlaga ugreznjena prek 3000 m globoko. Ob njeni vzhodni strani se razteza ormoško-selniška antiklinala, kot so jo označili geofiziki. Po dosedanjih raziskavah se dá sklepati, da razmejuje ljutomerski prelom paleozojsko metamorfno podlago in mezozojsko podlago iz karbonatnih kamenin. Na površju je viden stik metamorfne podlage z miocenskimi plastmi zahodno od Maribora, kjer leži na njej najnižji del helvetskih plasti ponekod v obliki breče, drugod kot bazalni lapor v sladkovodnem razvoju.

Najgloblja vrtina na Kogu (1977,80 m) ni prevrtala helvetskih plasti v celoti. Zato njihovega spodnjega dela v sladkovodnem razvoju ne moremo zanesljivo

oceniti po debelini. Debelina na Kogu je 582,80 m, pri Benediktu okoli 490 m, v Übersbachu 656 m in Perbersdorfu 540 m.

Nad sladkovodnimi helvetskimi plastmi sledi morski razvoj, ki se na primerjalnih območjih zelo razlikuje v litološkem in biološkem pogledu. Njegovo debelino pa lahko primerjamo samo po profilih vrtin, ki kažejo v glavnem enako vrednost. Z območij, kjer ni vrtin, debelin ne moremo primerjati. V zahodnih Slovenskih goricah in na več krajih v Avstriji je med helvetom in tortonom izrazita erozijska diskordanca. V vzhodnem delu Slovenskih goric pa meja ni tako izrazita. Postavljena je z nastopom orbulin.

Profil tortonskih plasti obsega v Slovenskih goricah tri biocone: *Praeorbulina* in *Orbulina suturalis*, biocono *Spiroplectammia carinata* ali *peščene hišice* in biocono *Bolivina dilatata*. Ta profil se precej dobro ujema s primerjalnima profiloma na območju Gnasa in Dunajske kotline. V Slovenskih goricah pa je bila odnesena najvišja biocona, tj. *Rotalia beccarii*.

Sarmatske plasti leže v zahodnem delu Slovenskih goric transgresivno celo neposredno na spodnjertortonških plasteh v vzhodnem delu pa na bioconi *Bolivina dilatata*.

Sarmatska stopnja kaže še najbolj enoten razvoj v vseh primerjalnih območjih. Ponekod določene plasti sicer niso razvite v identičnem biološkem faciesu, vendar najdemo tam vsaj ekvivalentni razvoj, npr. *Cibicides badenensis* namesto *Elphidium reginum*.

Sarmatske plasti zavzemajo na zahodnem delu Slovenskih goric precej velik obseg, medtem ko so v vzhodnem delu povečini prekrte s panonskimi, pontskimi ali pleistocenskimi usedlinami. Zato je teže najti možnost za stratigrafsko primerjavo z drugimi območji po makrofavni.

Sarmatske plasti obsegajo v zahodnem delu Slovenskih goric tri biocone: *Elphidium reginum* ali *Cibicides badenensis-Rissoa* in *Hydrobia*, biocono *Elphidium hauerinum-Ervilia* in biocono *Protelphidium subgranosum-Mactra*; v vzhodnem delu pa sta razviti le prvi dve.

## Biostratigraphy of Miocene Beds from Slovenske Gorice

*Lija Rijavec*

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

The biostratigraphic zones of the Miocene beds of Slovenske Gorice are defined by the foraminifers they contain. Furthermore an attempt is made to correlate the beds sequence with the corresponding deposits recorded from the inner Alpine basins of Gnas and Vienna in Austria.

The wine-growing country of Slovenske gorice is made up of Tertiary deposits spreading between Drava and Mura rivers just over the Alps subsided there step-like into great Mura depression. The Alpine basement consists of Paleozoic metamorphic rocks and of Mesozoic carbonate rocks crossed by two fault systems trending NW-SE and NE-SW respectively. Thus a block structure came into existence. Due to the different downthrows of the blocks some structural units could be recognized by geophysical investigations and drilling for mineral water and oil. The most expressive is the so called Sobota structure constituted of the Kapela ridge fault and associated Radgona depression. As shown by a drilling well sunk at Hrastje-Mota on the right bank of Mura river, the Alpine metamorphic basement lies there 395 meters deep only. Southeastwards the largest unit of Ljutomer depression follows it. Here the depth to the Alpine Mesozoic basement exceeds 3000 meters. The Paleozoic and Mesozoic Alpine basements appear to be divided by the Ljutomer fault. The easternmost unit is the Ormož-Selnica anticline as designated by geophysicists. The anticlinal axis follows the general trend SW-NE and turns into W-E direction east of Kog. Salt springs associated with oil and gas seeps have always been known from Tortonian beds at Kog hill. Miscellaneous subsurface exploration methods have been used there to explain the geologic conditions of the prospective area. All the wells drilled repeatedly at Kog proved to be unsuccessful. They have given some information on the Miocene sequence but no one has penetrated the basement.

The basal boundary of the Miocene beds is however, readily identified in the westernmost parts of Slovenske gorice. There the Lower Helvetian breccia and marl of freshwater origin overlie the metamorphic basement. The basal sediments are overlain by marine deposits. An erosional unconformity separates the Helvetian succession from the Tortonian one. Three biozones of the

latter are developed: *Praeorbulina* and *Orbulina suturalis*, *Spiroplectamina carinata* usually designated as the biocone of arenaceous tests, and the *Bolivina dilatata* zone. The biozone of *Rotalia beccarii* recorded from the Gnas and Vienna basins, is removed from the Slovenske Gorice area by erosion between the Tortonian and Sarmatian stages. Thus the Sarmatian beds overlie the Lower Tortonian sediments in the western part of Slovenske Gorice, while in their eastern part they are underlain by the *Bolivina dilatata* biozone. The Sarmatian beds of the Western Slovenske Gorice appear to be proper for a better correlation as they permit a dividing into three biozones: *Cibicides badenensis-Rissoa* and *Hydrobia*, equivalent to the *Elphidium reginum* biozone of the Gnas and Vienna basins, as well as the biozones of *Elphidium hauerinum-Ervillea* and *Protelphidium subgranosum-Mactra*. In the eastern part of the area examined, however, only the first and second biozones are recognized.

#### Literatura

- Cicha, I. 1958, Mikrobiostratigrafické pomery Neogenu v Cf Vrtbach v širšim okolí Laršarske Nove vsi (Vnitroalpska panev Videnska). Beol. Prace, 14, Bratislava.
- Cicha, I. 1960, Kurze Übersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpinkarpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet — »Karpatrien«. Mitt. Geol. Ges., 52, Wien.
- Drooger, C. W., Papp, A., Socin, C. 1957, Über die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. Anz. Akad. Wiss., Math. — naturw. Kl., 6, Wien.
- Ellis, B. F. and Messina, A. R. 1940—1974, Catalogue of Foraminifera, Spec. Publ. Am. Mus. of Nat. Hist., New York.
- Grill, R. 1941, Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. Öl und Kohle, 37, Berlin.
- Grill, R. 1943, Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamts. Bodenforsch. Zweigst., 6, Wien.
- Grill, R. 1960, Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges., 52, Wien.
- Grill, R. 1968, Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. Geol. Bundesanst., Wien.
- Hilber, V. 1908, Das Alter der steierischen Braunkohlen. Mitt. Geol. Ges., Wien.
- Höfer, H. 1895, Das Tertiär im nordosten von Friedau in Steiermark. Jb. G. R. A., 44, Wien.
- Jaeger, R. 1914, Foraminiferen aus den miozänen Ablagerungen der Windischen Büheln in Steiermark, Verh. G. R. A., Wien.
- Kollmann, K. 1960, Das Neogen der Steiermark mit (besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). Mitt. Geol. Ges., 52, Wien.
- Kollmann, K. 1965, Jungtertiär im Steierischen Becken. Mitt. Geol. Ges., 57, Wien.
- Kopetzky, G. 1957, Das Miozän zwischen Kainach und Lasnitz in Südweststeiermark. Mitt. Mus. Bergb., Graz.
- Loeblich, A. R. and Tappan, H. 1964, Treatise on Invertebrate Paleontology. C-Protozoa, Vol. 1, 2 C 900, Am. Geol. Soc., New York.
- Meznerics, I. 1936, Die Schlierbildungen des mittelsteierischen Beckens. Mitt. naturw. Ver. Steierm., 73, Graz.
- D'Orbigny, A. 1846, Foraminiferes fossiles du bassin tertiaire de Vienne (Autriche). Paris.
- Papp, A. 1954, Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges., 45, Wien.
- Papp, A. 1956, Facies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges., 47, Wien.

Papp, A. und Turnovsky, K. 1953, Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. Jb. G. B. A., 96, Wien.

Pleničar, M. 1954, Obmurska naftna nahajališča. Geologija 2, Ljubljana.

Rijavec, L. 1970, Stratigrafija terciarnih plasti severno od Maribora. VII kongres geologa Jugoslavije, Zagreb.

Rolle, F. 1855, Ueber einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostrakoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. Jb. G. R. A., 6, Wien.

Spajić, O. i Rijavec, L. 1973, Stratigrafija gornjeg miocena severoistočno od Maribora. Geol. anali Balk. pol., 38, Beograd.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark. Graz.

Winkler, A. 1913, Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jb. G. R. A., Wien.

Winkler, A. 1944, Neue Beobachtungen im Tertiärbereiche des mittelsteirischen Beckens. Ber. R. A. Bodenforsch., Wien.

Winkler, A. 1951 a, Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. Schaffer: Geologie von Österreich, Wien.

Winkler, A. 1951 b, Die jungtektonischen Vorgänge im steirischen Becken. S. B. österr. Akad. Wiss., Math-naturw., Kl., 160, Abt. I, Wien.

Winkler, A. 1957, Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.

## **Patologija numulitin** **The Pathology of Nummulitins**

*Rajko Pavlovec*

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

Avtor poroča o zanimivih numulitinskih hišicah, ki se razlikujejo od normalnih oblik. Opisuje več primerkov, zbranih v istrskem flišu in v nekaterih drugih najdiščih. Spremembe deli na tri skupine glede na njihov nastanek. V prvo skupino šteje patološke pojave, nastale zaradi mehanskih poškodb ali zaradi tujih organizmov, ki so živeli na numulitinskih hišicah ali pa so vrtali vanje, da bi našli hrano. V drugi skupini navaja zraščanje dveh ali več osebkov, obrnjene zavoje in kamrice, dvojne zavoje in kamrice ter druge spremembe, ki imajo vzrok v organizmu samem. Spremembe tretje skupine so tako pogoste, da jih imamo lahko za taksonomski znak, npr. adventivne kamrice. Ker numulitine niso mogle živeti v flišnem okolju, so bile njihove hišice poškodovane in regenerirane že preden so bile sedimentirane v flišnem morju.

Different deviations of the nummulitin tests are recorded. The anomalies observed on the specimens taken from the Istrian flysch and some other localities are classified in three groups according to their origin. (1) Replacements for injuries caused mechanically or by organisms which become attached or bore for food into tests of living animals. (2) Two or three individuals joined together, reversed whorls or chambers, doubled whorls or chambers, and other changes originating from the organisms themselves. (3) Changes being so frequent that they are considered to be a taxonomic feature, e. g. adventive chambers. Since the nummulitins did not live in the conditions of the flysch sedimentation, their tests had already been damaged and regenerated before they were deposited in the flysch formation.

### **Uvod**

Patološki pojavi pri foraminiferah niso redkost in so bili v literaturi že večkrat opisani. Pogostni so pri makroforaminiferah, posebno pri numulitinah. O teh so poročali že v prejšnjem stoletju, med prvimi P. De la Harpe (1883), A. D'Archiac in J. Haime (1853), W. B. Carpenter (1859) in drugi. Obsežnejši pregled patoloških pojavov pri numulitinah je naredil P.



Rozlozsnik (1927, 96 do 106), v novejšem času pa A. Tasnádi-Kubacska (1962). Tudi s področja Jugoslavije so bili že opisani patološki primerki numulitin.

Patološke spremembe pri numulitinah so včasih napačno označene kot anomalije. Na drugi strani ne moremo šteti k patološkim pojavom tistih znakov, ki jih skoraj redno kažejo posamezne vrste. Zato jih moramo imeti za manj pomembne taksonomske znake.

V tem članku avtor poskuša razvrstiti patološke pojave pri numulitinah v več skupin. Za primere pa navaja fosilni material, ki ga je zbral v naših krajih.

### Pregled patoloških pojavov

Izhajajoč iz tega, da je patologija nauk o boleznih, smemo šteti k patološkim pojavom numulitin vse tisto, kar je bilo povzročeno zaradi zunanjih ali notranjih vplivov in se pojavlja samo pri nekaterih primerkih določene vrste. Glede na izvor ločim naslednje vrste patoloških pojavov:

1. Poškodbe, ki imajo svoj izvor zunaj organizma. Takšne poškodbe delim na dve skupini:

a) mehansko povzročene poškodbe, ki se pri marsikateremu osebkku regenerirajo;

b) poškodbe, ki jih povzročijo roparski organizmi (predatorji, plenilci), navadno z namenom, da pridejo do protoplazme, zaradi česar žival največkrat pogine.

2. Spremembe, ki imajo svoj izvor v organizmu samem. Sem štejemo zraščene osebkke, obrnjene zavoje ali kamrice, podvojene zavoje ali kamrice in podobno. Včasih je takšne patološke spremembe težko ločiti od mehansko povzročenih patoloških pojavov.

3. Spremembe, ki jih imamo lahko za vrstni znak. To niso pravi patološki pojavi. Takšne so npr. adventivne kamrice pri vrsti *Nummulites puschi* D'Archiac et Haime, znižanje in temu sledeče zvišanje zavoja malo pred koncem hišice pri vrsti *Operculina exiliformis* Pavlovec, in podobno.

#### 1 a. Mehanske poškodbe

O mehanskih poškodbah je podrobno pisal P. Rozlozsnik (1927, 97 do 100). Spoznal je, da so imeli numuliti veliko zmožnost regeneracije, kar kaže na veliko vitalnost protoplazme (A. Tasnádi-Kubacska, 1962, 31). Večkrat so bili najdeni primerki, pri katerih se je odlomljeni del zaprl s tanko lamelo, nad njo pa so nastajale nove kamrice. Celo pri primerku, pri katerem je bil odlomljen precejšnji del hišice z nukleokonhom vred, je prišlo do regeneracije. Najlaže se regenerira mlad osebek, pri starejšem pa regeneracija ni popolna. Po A. Tasnádi-Kubacski (1962, 33 do 34) se ob razpadu numulitne hišice regenerira samo večjedrska mikrosferična generacija, makrosferična pa samo v tistem delu, v katerem je glavno jedro. Posebno občutljiva je žival takrat, kadar izide protoplazma iz hišice, da bi naredila novo kamrico. V dveh do treh dneh pa se strdi stena okrog nove kamrice.

V numulitinskih hišicah so večkrat našli tuje vključke, okrog katerih je rasla naprej (P. Rozložsniĳ, 1927, 105). Poroĳajo tudi o vkljuĳkih delov diskociklinskih hišic. Takšni primeri so najpogostejši pri vrstah *Nummulites millecaput* Boubée, *N. brongniarti* D'Archiac et Haime, *Assilina spira* (De Roissy) in drugih.

### 1 b. Delo roparskih organizmov

Med najpogostejšimi sledovi delovanja tujih organizmov v numulitinskih hišicah so nekakšni rovi ali kanali. O njih je pisal že A. Heim (1908, tab. 3, sl. 3 a in 5). Skozi hišico vrste *Nummulites uranensis* Heim poteka tak rov nepravilno in preseka več zavojev. T. Kecskeméti (1962, 78 do 79) je našel na Madžarskem kar 41 primerkov numulitov s sledovi delovanja tujih organizmov. Luknjice so ekscentriĳne in imajo na notranjem robu obroĳasto skulpturo. Do sredine hišice ne segajo, kar kaųe na roparske organizme, ki so iskali protoplazmo. Ker luknjice niso nikoli regenerirane, je moral numulit po vdoru roparja propasti.

Katerim organizmom naj bi pripadali ti plenilci? T. Kecskeméti misli predvsem na polųe iz rodu *Natica*, katerih hišice so pogoste v nahajališĳih s preluknjanimi numuliti. Spongije tudi topijo foraminiferne hišice, vendar imajo tako nastale luknjice vseskozi enak premer. Alge uniĳujejo septa in zavojne robove še ųivih organizmov (A. Tasnádi-Kubacska, 1962, 38).

### 2. Notranji vzroki patoloških pojavov

J. Popescu-Voitesci (1908, 211) je poroĳal o dvojĳkih vrste *Nummulites distans* Deshayes. Oba osebka sta naredila protokonh in devterokonh. Nato sta se zdruųila in rasla skupaj. Isti avtor (str. 212) je našel numulite, zlasti vrsto *Nummulites millecaput*, pri kateri je hišica razdeljena na dve krili, ali celo na tri ali ųtiri krila. Takšen primerek iz Bakonjskega gozda (str. 213) je na videz sestavljen iz dveh organizmov. V resnici pa gre za delitev enega samega organizma, saj so ostali posamezni deli še naprej v komunikaciji.

P. Rozložsniĳ (1927, 101) je pri dvojnih hišicah numulitov uporabil nomenklaturo kot za druge foraminifere. Univalentne hišice so tiste, pri katerih raste po spojitvi dveh osebkov ena sama hišica. Pri bivalentnih hišicah kljub spojitvi dveh organizmov raste vsak osebek posebej. Vendar pri bivalentni hišici vrste *Nummulites perforatus* Montfort na zunaj ni bilo opaziti niĳesar razen nekoliko ovalne hišice. Nadalje so se po P. Rozložsniĳu zraųĳali predvsem osebki, izhajajoĳi od iste matiĳne ųivali. H. Staff in R. Wedekind (1910) sta loĳila razliĳne tipe dvojnih hišic. Pri prvem sta se gameti spojili ųe preden se je okrog njiju naredila stena. Pri takšnih zdruųenih numulitih je zaĳetna kamrica nenormalno velika. Pri drugem tipu sta se gameti zdruųili v ĳasu, ko se je zaĳela delati stena in se zato protokonha obeh organizmov nista mogla povsem zdruųiti. Zato nenormalno velika zaĳetna kamrica ni ĳisto okrogla. Pri tretjem tipu sta se najprej izoblikovali zaĳetni kamrici in se je ųele nato nadaljevala skupna rast. Takšna numulitna hišica ima dva protokonha, nadaljnja rast pa je skupna.

Podobno kot P. Rozlozsnik opisuje univalentne hišice T. Kecskeméti (1962), ki jih je našel na Madžarskem kar 52. Do takšne hišice naj bi prišlo največ pri mladih organizmih, zakaj poleg protokonha je le malo zavojev. Vendar je vprašanje, če ni numulit hitro poginil prav zaradi združitve dveh osebkov.

Bivalentnih hišic je na Madžarskem mnogo manj kot univalentnih. T. Kecskeméti je našel samo štiri. Primer dvojne hišice iz Italije sta opisala tudi G. Corrá in V. De Zanche (1966), več patoloških pojavov pri numulitinah pa še posebej V. De Zanche (1966).

Ločitev univalentne in bivalentne dvojne numulitne hišice ni povsem upravičena. Razlika je predvsem v stopnji razvoja posameznega osebka v času, ko se je spojil z drugim osebkom. V obeh primerih gre vsaj na enem mestu za skupno rast zavojev in najbrž tudi za stapljanje protoplazme iz obeh delov hišice.

### 3. »Patološki« pojavi kot sistematski znaki

P. Rozlozsnik (1927, 103 do 104) je našel numulite, ki imajo nekatere zavoje odebeljene. Zaradi njih je dobila hišica nepravilno obliko. Takšne pojave je prvi opazoval K. E. Schafhüttl (1863, 81), in jih je imenoval »ekscentrične akcesorne kamrice«. R. Régé (1916, sl. 4) jih je našel celo pri istrskih numulitinah. Odebelitev se začne včasih večati tako, da se od tam naprej razveja hišica na dva dela.

Večkrat se pojavijo odebelitve na mestu, kjer je bila prej večja ali manjša poškodba (P. Rozlozsnik, 1927, 104 do 105, sl. 39). Na recentnih foraminiferah so videli, da nastane izboklina tam, kjer pride protoplazma v stik s tujim predmetom (T. Kecskeméti, 1962, 75). V tem primeru gre za pravi patološki pojav. Vendar že P. Rozlozsnik ni izključeval možnosti, da so odebelitve zavojev podoben pojav kot podvojitve zavojev pri večjih numulitnih in asilinskih hišicah. Takšne podvojitve zavojev ima P. Rozlozsnik za degenerativni znak, čeprav so npr. pri vrstah *Nummulites millicaput*, *Assilina exponents* (Sowerby) in nekaterih drugih tako pogostne, da veljajo skoraj za taksonomski znak.

Ali takšne dvojne zavoje lahko štejemo med patološke pojave ali ne, nam osvetljuje problem, zakaj dvojni zavoji sploh nastanejo. Nekatere velike hišice mikrosferičnih generacij numulitin imajo tudi več tisoč kamric. Pri vrsti *Nummulites gizensis* Forskal so jih našli 6000, pri *N. millicaput* celo 10 000 (G. I. Nemkov, 1960 a). Upoštevati moramo, da so največje numulitine živele prav v luteciju, ko je bilo eocensko morje največje in temperatura najvišja. V takšnem okolju je najbrž tudi hitro naraščala množina protoplazme, ki je izločala vse večje število kamric. Pri hitri rasti hišic pa je lahko prišlo do obrnjenih zavojev ali njihove podvojitve. Zato teh pojavov ni mogoče imeti za degeneracijo, ampak prej za hiperspecializacijo, zaradi katere so pozneje pri poslabšanju življenjskega okolja takšne velike numulitine propadle.

Na nekaj podobnega je mislil tudi T. Kecskeméti (1962, 76), ki je preučil mnogo primerkov s podvojenimi zavoji. Pri 95 % od njih ni našel sledu o poškodbah na mestih, kjer so zavoji podvojeni. Pravi, da pri numulitih ob optimalnih življenjskih razmerah razvoj ni šel v smer večanja kamric, ampak

v smer podvojitve zavojev, torej povečanja števila kamric. Pri vrsti *Nummulites sismondai* D'Archiac et Haime je zaradi podvojitve zavojev naštel namesto 808 kamric kar 4000 kamric. Povečanje števila kamric je bilo torej kar petkratno!

Poleg naštetih pojavov je opisal P. Rozloznsnik (1927, 83 do 84) abnormalne kamrice, kot so abortivne, adventivne, intrakordalne in intralamelarne kamrice. Označil pa jih ni kot patološke kamrice, ampak kot abnormalne. Vendar mnogi takšne kamrice prištevajo k patološkim pojavom.

Abortivne kamrice so tiste, pri katerih se od ene septe odcepi druga ali več drugih. To pomeni, da se vsa septa ne začenjajo ob strehi kamric, ampak ob prejšnji septi. P. Rozloznsnik si je predstavljal, da je bilo v kamrici premalo protoplazme, ki ni zapolnjevala celotnega prostora. Zato so se septa izločala tam, kjer je še bila protoplazma. Po A. Tasnádi-Kubacski (1962, 33) takšna razlaga danes ni dopustna. Po P. Rozloznsnikovi razlagi je nastala najprej normalna kamrica in pozneje abortivna. Moderna citologija pa govori o tem, da se zmanjša volumen protoplazme zaradi raznih zunanjih vplivov, predvsem kemičnih in mehanskih.

Podobno kot abortivne kamrice so po P. Rozloznsnikovem mnenju nastale adventivne kamrice. To so majhne kamrice med septami in zavojnim robom. Omenil sem že, da so adventivne kamrice zelo značilne za vrsto *Nummulites puschi*, pri kateri gre za taksonomski znak in ne za patološki pojav.

Intralamelarne kamrice ima T. Kecskeméti (1962, 77) za nekakšne začasne podvojitve zavojev. Če vzamemo podvojitve zavojev kot nepatološki pojav, ampak za tvorbo organizma samega, oziroma pri nekaterih vrstah numulitin skoraj kot taksonomski znak, potem tudi intralamelarne in intrakordalne kamrice niso patološki pojav. Vendar te tvorbe in njihov nastanek še niso dovolj preučeni.

### Patologija numulitin na območju Jugoslavije

Na patološke pojave pri istrskih numulitinah je opozoril že R. Regé (1916), saj so zlasti v flišnih plasteh zelo pogostni. Na tabli 12, slika 1, je prikazal R. Regé makrosferično obliko vrste *Nummulites laevigatus* Bruguière, pri kateri se bočno razraščajo kar trije osebki. O patoloških pojavih na hišicah oligocenskih numulitin je poročal R. Pavlovec (1961, 396 do 397, sl. 14 in 15). Pojav različno velikih kamric je razložil z različno množino protoplazme. Nepravilno odebeljena in zapognjena septa je našel pri vrsti *Nummulites intermedius* D'Archiac iz Poljšice v Sloveniji in pri *N. fabianii* Prever iz Crne Skale v Makedoniji. Večkrat je nepravilno odebeljen tudi zavojni rob. Na podobne pojave naletimo pri vrsti *Nummulites incrassatus* De la Harpe iz Crne Skale. Na enem primerku so bili najdeni zlomljeni zavojni rob in septa v zunanjih treh zavojih. Naprej proti sredini hišice poškodba ni bila vidna. To pomeni, da je numulitna hišica dobro prenesla mehanske učinke.

Zanimiv je primer ilderdijske vrste *Operculina exiliformis* iz Jelšan v južni Sloveniji (R. Pavlovec, 1966, 272 do 273), ki ima malo pred koncem zunanjega zavoja rahlo vboklino. To si je mogoče razložiti z nesorazmerno hitro narasčajočimi zavoji glede na množino protoplazme. Zato se je zadnji zavoj nekoliko znižal, nato še enkrat zvišal, nakar je bila rast hišice končana. Znižanje

hišice pri tej operkulini je torej prav nasproten pojav kot podvojitve zavojev in kamric pri preveliki množini protoplazme. Pri vrsti *Operculina exiliformis* so včasih blizu vbokline abortivne kamrice, ki tudi kažejo na pomanjkanje protoplazme. Vboklina hišice pri tej operkulini pa ni patološki pojav, saj je tako pogost, da je za primerke iz Slovenije prav značilen. Šele v primeru, če bodo ugotovili, da v drugih nahajališčih vrsta *Operculina exiliformis* nima vdrte hišice, bo treba prišteti ta znak k patološkim pojavom, povzročenim zaradi neugodnega okolja ali kakih drugih vzrokov.

Iz flišnih plasti na otoku Krku so bili opisani zanimivi fosili, in sicer polž *Onustus*, ki je oblepljen z numulitnimi in asilinskimi hišicami, ter solitarne korale, ki so se naselile na numulitne hišice (R. Pavlovec, 1964, 5 do 6). Tu pravzaprav ne gre za patološke pojave, saj je polž *Onustus* najbrž uporabil hišice poginulih živali. Tudi korale se verjetno niso naselile na živih organizmih.

V spodnjelutecijskem alveolinsko-numulitnem apnencu iz okolice Karojbe pri Pazinu v Istri je bilo najdenih več mikrosferičnih oblik vrste *Nummulites laevigatus* (R. Pavlovec, 1969, tab. 4, sl. 2). Notranji zavoji so večkrat zlomljeni in potem regenerirani. Najprej se navadno poškodba zapre s tanko skorjo. Pri naslednjih zavojih se poškodba še malo pozna, potem pa sledi normalna rast hišice (tabla 1, sl. 1).

Pri mnogih numulitinskih hišicah iz Jugoslavije so pogosta znižanja zavojev. Vzrok je lahko mehanski, torej poškodba zavojnega roba, lahko pa je posledica pomanjkanja protoplazme. Pri znižanih zavojih so kamrice skoraj vedno podaljšane. Protoplazma zaradi poškodbe ni mogla graditi normalnih kamric. Zato je septa izločevala redkeje kot pri normalnih zavojih.

Pri velikih numulitinskih hišicah z jugoslovanskega ozemlja, kot so *Nummulites millecaput* ali *Assilina exponens*, se pojavljajo dvojni zavoji. Večkrat so obrnjeni v nasprotno smer kot normalni zavoj. Takšni obrnjeni zavoji so precej značilni za vrsto *Nummulites pratti* D'Archiac (cf. G. I. N e m k o v in B a r h a t o v a, 1961, tab. sl. 13). V zbirki katedre za geologijo in paleontologijo univerze v Ljubljani je primerek te vrste, najden v Vrahosu na otoku Kefalonija v Grčiji. Našel ga je nemški geolog P e t e r H u g. Pri tem primerku je zelo dobro viden nazaj obrnjen zavoj, ki je po velikosti, številu in obliki kamric enak normalnemu zavoju. Zakaj nastane drugače usmerjen zavoj, je težko pojasniti. Najbrž prevelika množina protoplazme ni bila posebno občutljiva za natančno gradnjo posameznih elementov hišice. Poleg tega je ob obrnjenem zavoju normalni zavoj rasel naprej in za drugi zavoj ni bilo dovolj prostora. Zato si je protoplazma poiskala rešitev v tem, da je začela izločati nazaj usmerjeni zavoj. Takšen dvojni zavoj se kmalu konča in sledi normalna rast hišice.

Pri primerkih vrste *Nummulites campesinus* Schaub iz Goriških brd. (F. C i m e r m a n et al., 1974, tab. 17, sl. 1) so pogostne luknje, ki potekajo skozi hišico. Gre za delo roparskih organizmov.

Iz Vipolž v Goriških brdih je patološki primerek asilinske hišice, pri kateri sta dva zraščena osebka. Zaradi tega sta rasli dve ločeni krili hišice.

Veliko patoloških numulitin je tudi na sosednjem furlanskem ozemlju. V Subidi pri Krminu so v eocenskem flišnem peščenem laporju in v breči številni numuliti in asiline. Dva primerka sta posebno zanimiva. Pri prvem (tabla 1, sl. 2) so trije zavoji normalni. Pri tretjem zavoju se je na enem mestu zavojni

rob poškodoval. Tam je izhajala protoplazma in izločala nepravilne kamrice. Vse to je imelo za posledico izbočenost hišice. Na nasprotni strani poškodovanega dela hišice pa so naslednji trije zavoji rasli normalno, kot bi ne bilo pri tej asilini nobene poškodbe.

Druga asilina (tabla 1, sl. 3) pripada obliki, ki je znana tudi iz Goriških brd (*Assilina* sp. = n. sp. sensu Schaub 1963; F. C i m e r m a n et al., 1974). V petem zavojju se pojavi dvojni zavoj, ki obsega samo tri kamrice. Ta dodatni zavoj se hitro dvigne in takoj zniža oziroma konča. Naslednji zavoj je nad dvojnimi zavojem še nekoliko dvignjen, sedmi zavoj pa je samo še rahlo ovalen, potem pa dvojni zavoj ni več vplival na rast drugih zavojev.

Veliko patoloških numulitinskih hišic je tudi pri vrsti *Nummulites friulanus* Schaub iz Rožaca (Abazzia di Rosazzo) v Furlaniji.

### Dvojne in trojne hišice iz Istre

Takšne hišice so bile omenjene že v prejšnjih poglavjih in niso posebna redkost. Veliko primerkov je najti v istrskem flišu in tudi v alveolinsko-numulitnem apnencu na tem področju. Problematični pa so primerki, katerih hišice so samo upognjene in ne kažejo na zraščanje dveh ali treh osebkov. Ob cesti Koper—Pula južno od Grožnjana je bil najden v lutecijskem apnencu numulit, ki verjetno pripada vrsti *Nummulites millecaput*. En primerek je samo malo, drugi pa močno upognjen. Vprašanje je, ali je upogib posledica zraščanja dveh organizmov in se hišica ni razvila v dve jasni krili, ali pa gre za posledico mehanske poškodbe (tabla 2, sl. 1 in 2).

Upognjeno hišico vrste *Nummulites millecaput* sem našel tudi v flišu pri Gračišču nedaleč od Pićna v Istri. Tudi na tem primerku ni opaziti zraščanja dveh osebkov. V prerezu hišice blizu sredine je videti na konveksni strani precej normalno nadaljevanje zunanjih zavojev iz ene polovice hišice v drugo. Na konkavni strani hišice zavojev ni videti. Ker tudi na konveksni strani manjkajo notranji zavoji, sklepam, da je prišlo v mladem stadiju do mehanske poškodbe, zaradi katere numulit ni rasel več normalno naprej, ampak se je upognil. V konkavnem delu so se izločali nepravilni zavoji vse do konca rasti, medtem ko so nastajali na nasprotni strani pravilni zunanji zavoji.

Značilna hišica vrste *Nummulites millecaput* z dvema krili je bila najdena pri Gračišču v Istri. Obe krili se ločita že skoraj od sredine. Spojila sta se torej mlada osebka. Eno krilo hišice se je pri bolj ali manj samostojni rasti tako močno zavihalo, da je postavljeno skoraj pravokotno na drugo krilo hišice (tabla 3, sl. 1). Pri Gračišču je bilo najdenih še več takšnih primerkov. Eden od njih ni dosegel prave velikosti in je vprašanje, če pripada vrsti *Nummulites millecaput*. Obe krili sta se razrasli pod kotom okrog 45° (tabla 3, sl. 2).

Dve ali več kril, nastalih iz dveh ali več osebkov, se torej ne razrašča pod enakim kotom. Primerek vrste *Nummulites millecaput* iz Gračišča (tabla 3, sl. 3) ima ločeni krili že skoraj od središča naprej. Tam, kjer se krili stikata, se kamrice ne nadaljujejo iz enega krila v drugo. Vmes so nepravilne stene, oziroma nekakšna brezoblična masa. Obe krili sta rasli zelo blizu skupaj, pa se v poznejši rasti kljub temu nista združili. Na zunanjem koncu sta se celo nekoliko upognili proč drug od drugega.

Pri pravkar opisanem primerku je še tretji, majhen del, ki se pojavlja blizu sredine hišice in ki ni rasel naprej. Združili so se torej kar trije primerki, od katerih sta dva povzročila rast dveh enakovrednih kril hišice, tretji pa je kmalu propadel.

### Zlomljene hišice iz Istre

Pri nekaterih numulitnih hišicah je vzrok za razraščanje v dve krili mehanska poškodba. Tako nastala krila hišice so manjša kot krila, ki nastanejo kot posledica dveh ali več osebkov. *Nummulites millecaput* iz Gračišča ima hišico blizu zunanjega roba nekoliko zlomljeno. Od tam naprej sta rasli dve krili (tabla 4, sl. 1). Na drugi strani hišice, prav nasproti opisanega zloma, je majhen greben, nastal prav tako zaradi mehanske poškodbe. Ker leži ta greben nasproti prej opisane poškodbe, se mi zdi verjetno, da je oboje nastalo istočasno in da je takrat rahlo počila hišica na obeh straneh.

Severno od Rakotole pri Pazinu je bil najden v spodnjem delu lutecijskega fliša *Nummulites millecaput*, pri katerem je bila hišica poškodovana blizu roba in blizu sredine (tabla 4, sl. 2). Na obeh mestih je začela rasti nenormalno, vendar sta obe tako nastali krili majhni in tanki. Notranje krilo, ki je začelo rasti ob poškodbi pri sredini hišice, svoje rasti ni nadaljevalo. To daje misliti, da numuliti niso imeli celotne hišice napolnjene s protoplazmo, ampak je bil osrednji del prazen ali vsaj nesposoben za regeneriranje poškodovanih delov. Na istem primerku sta še dve močni krili, ki sta začeli rasti ločeno skoraj od sredine naprej. Pri zunanjem robu se obe krili zrasteta (tabla 4, sl. 2). Vse to pomeni, da so posamezna krila numulitnih hišic rasla na razne načine in da je protoplazma tudi v teh krilih komunicirala med seboj.

Zlomov je pri numulitinskih hišicah iz Istre precej. Makrosferična generacija vrste *Assilina spira* (De Roissy) iz Gračišča je bila do petega zavoja odlomljena. Odlom je prekrila tanka stena. Nato so zavoji rasli naprej. Šesti je ob odlomu še nepravilen, kamrice v njem pa so zelo nepravilne (menjavajo se daljše in krajše kamrice, septa so različno nagnjena). Pri sedmem zavoju se še nekoliko čuti zaraščena poškodba, kamrice pa so normalne ali skoraj normalne. Šesti zavoj je odlom že povsem zakril in na zunaj je vidna poškodba samo v tem, da je hišica rahlo ovalna (tabla 5, sl. 1).

### Alge na numulitnih hišicah

Marsikatera numulitna hišica iz Istre je prekrita s skeletom koralinacej. Posebno pogosti so takšni primerki v flišnih plasteh. Najpogostejša vrsta, prerasla z algami, je *Nummulites millecaput*. Najbrž je vzrok temu velika ploščata hišica, ki je bila ugodna za naselitev alge. Nekatere hišice so povsem obrasle s koralinacejami, katerih skorja sega celo čez rob hišice na drugo stran. Druge imajo z algami prekrit samo del površja (tabla 5, sl. 2). Ker je precej numulitnih hišic čisto prekritih z algino skorjo, sklepam, da so se alge naselile na hišice po smrti živali, ali da so jo vsaj do konca obrasle šele po smrti. V nahajališčih z numuliti, ki so pogosto prevlečeni z algami, najdemo navadno tudi precej ostankov koralinacej.

Posebno zanimiva je hišica vrste *Nummulites millecaput* iz okolice Trviža pri Pazinu. Numulit je prekrit s skorjo koralinacej. V notranjosti numulitne hišice so luknje, ki so jih povzročili plenilski organizmi. Luknje so zapolnjene s sedimentom. To pomeni, da so paraziti napadli numulita, uničili protoplazmo in s tem žival samo. V luknjice, ki so jih naredili plenilci, je prišel sediment. Šele potem so numulitno hišico naselile alge (tabla 6, sl. 1). Pri primerku *Nummulites millecaput* iz Gračišča segajo luknjice skozi numulitno hišico celo v algo. To pomeni, da so plenilci napadli numulita in tudi algo. V tem primeru moramo seveda misliti na živega numulita, ki so ga naselile alge, sicer plenilec ne bi prodiral v njegovo notranjost (tabla 6, sl. 2).

### Vzroki poškodb pri istrskih numulitinah

Patološki primerki numulitin niso redki, med nekaterimi istrskimi numulitinami pa jih je celo zelo veliko. Zato je zanimivo vprašanje, kaj je povzročilo te spremembe.

Poglejmo najprej nahajališče pri Gračišču nedaleč od Pićna v Istri. To nahajališče je po številu patoloških primerkov numulitin doslej pri nas najbogatejše. Pogostne so nepravilno zapognjene hišice, hišice z dvema ali celo tremi krili, v glavnem vrste *Nummulites millecaput*. Precej hišic je zlomljenih in regeneriranih.

Skušajmo ugotoviti, zakaj je prav v nahajališču pri Gračišču toliko patoloških primerkov. Numulitine nastopajo v lutecijskem flišu in sicer v olistostromah. Za nastanek tega nahajališča je bila že podana razlaga (R. Pavlovčec, 1969). Ker numulitine, korale in drugi tamkajšnji fosili niso mogli živeti v nemirnem in blatnem morju, v kakršnem so nastajale olistostrome, je moral material za flišne sedimente prihajati od drugod, kot so prihajale numulitinske hišice, korale in drugi fosili. Ostanki organizmov so se pomešali med flišni material šele po smrti. Četudi so numuliti in asilne prihajali med olistostromski material še živi, tam niso dolgo zdržali. Na eni strani je bil kameninski material zanje pregrob, na drugi strani pa tudi morske globine niso bile primerne za numulitine, ki so živele v plitvejšem morju (G. I. Nemkov, 1960b). Numulitine so torej prihajale med flišni material že mrtve ali pa so poginile kmalu potem, ko so se pomešale med flišni sediment.

Ceprav bi se bile numulitinske hišice poškodovale šele takrat, ko so zašle med flišni material, se ne bi mogle več regenerirati, saj so hitro poginile. Numulitine so se torej poškodovale že tam, kjer so živele. To domnevo potrjujejo patološki primerki numulitin, ki jih najdemo v alveolinsko-numulitnem apnenecu, torej na kraju, kjer so numulitine živele. Ker pa so patološki primerki numulitin v flišu mnogo številnejši kot v drugih kameninah, vseeno sklepamo na določeno zvezo med sedimentacijo fliša in poškodbami pri numulitinah. Nastajanje fliša so spremljala močnejša ali šibkejša orogenetska premikanja. Iz nastajajočega gorovja v bližini flišnih kadunj je prihajalo v flišno morje veliko klastičnega materiala. Zelo verjetno je treba s tem tudi povezovati občasno vsipanje velikih množin debelih kosov kamenin, kakršne najdemo v flišu pri Gračišču. Če so bili tektonski premiki vzrok za obsežnejše drsenje kameninskega materiala v morje, potem moramo pričakovati razne motnje, kot so



valovi, premiki in podobno, tudi v tistem delu morskega bazena, kjer so živali numuliti in asiline. Pri tem je lahko prišlo do poškodb dosti občutljive numulitinske hišice.

Pri patoloških primerkih iz Gračišča moramo torej misliti na posledice valovanja, tokov ali udarcev (cf. A. TASNÁDI-KUBACSKA, 1962, 27), torej prav na pojave, ki so najbrž tudi v šelfnem morju spremljali nastajanje flišnih sedimentov. Na cono valovanja kot vzrok za poškodbe je mislil tudi T. KECSEKEMÉTI (1962, 77) pri preučevanju vrste *Nummulites perforatus* iz Madžarske.

Prepričan sem, da je velik del patoloških sprememb na numulitinskih hišicah pri Gračišču in v drugih istrskih nahajališčih nastal zaradi zunanjih vplivov in ne zaradi degeneracije ali celo »senilnosti«<sup>o</sup> osebkov, kakor je to označila D. SPIEGLERJEVA (1958, 1058). Našla je namreč patološke pojave skoraj pri tretjini primerkov vrste *Nummulites vascus* Joly et Leymerie iz okolice Latdorfa. Prav tako moramo pri primerkih iz Istre izključiti vpliv vulkanskega delovanja. Tega ima namreč vsaj delno za vzrok patološkim pojavom pri numulitinah in alveolinah V. DE ZANCHE (1966), ker so v okolici Vicenze v severni Italiji, od koder izhajajo patološke numulitine, takrat res delovali vulkani.

### Sklep

Patološki pojavi so pri numulitinah tako pogosti, da težko najdemo primerjavo celo med ostalimi foraminifernimi skupinami. Med nenormalno razvitimi hišicami ali deli hišic moramo ločiti takšne, ki so resnično patološki primeri, in takšne, pri katerih so nekatere posebnosti tako pogoste, da jih lahko štejemo za taksonomski znak. Med obema skupinama nenormalnih pojavov pri numulitinah pa je večsah težko potegniti mejo.

Tudi pri nas, zlasti v istrskem flišu, so bile najdene numulitine z različnimi nepravilnostmi, med njimi gre za prave patološke znake in za znake, ki jih štejemo že za značilnost vrste. Ker numulitine niso živele med materialom, iz katerega so nastale flišne kamenine in tudi ne na dnu flišnega morja, so torej patološke spremembe nastale že tam, kjer so numulitine živele. Med flišne kamenine so prišle že poškodovane in regenerirane hišice.

V tem delu in v drugih publikacijah so patološke spremembe in njihovi vzroki opisani in pojasnjeni samo na podlagi opazovanja skeletnih delov. Zanesljivejšo razlago nastanka patoloških pojavov pa bo mogoče dati šele po primerjavi z recentnimi foraminiferami, ki so podobne numulitinam.

### Literatura

Carpenter, W. B. 1859, Researches on the Foraminifers. Part III.— Phil. Transact. Roy. Soc. 149, 1—41, pl. 1—6. London.

Cimerman, F., Pavlovec, R., Pavšič, J. in Todesco, L. 1974, Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih. — Geologija 17, 7—130, tab. 1—34, 1 priloga. Ljubljana.

Corrà, G. in De Zanche, V. 1966, Un Nummulite mostruoso nei calcari Eocenici di Avesa (Verona). — Natura Alpina 17, 111—114. Trento.

D'Archiac, A. in Haime, J. 1853, Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, précédée d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. — 1—373, pl. 1—36. Paris.

De la Harpe, P. 1883, Monographie der in Aegypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. — *Palaeontographica* 30, 155—216, Taf. 30—35. Cassel.

Heim, A. 1908, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizalpen. — *Abh. Schweiz. Paläontol. Ges.* 35, 1—301, Taf. 1—8, 2 Beil. Zürich.

Kecskeméti, T. 1962, Pathologische Erscheinungen an Nummuliten. — *Ann. Hist. — nat. Musei Nat. Hungar., Min. Palaeontol.* 54, 73—84. Budapest.

Nemkov, G. I. 1960a, Dimorfizm u numulitov. — *Voprosi mikropal.* 3, 50—66. Moskva.

Nemkov, G. I. 1960b, Sovremennije predstaviteli semejstva Nummulitidae i ih obraz žizni. — *Bjull., Moskov. obšč. ispit. prirod. 35*, 79—86, 1 tabla. Moskva.

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

Pavlovec, R. 1961, K poznavanju eocenskih in oligocenskih numulitov Jugoslavije. — *Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred* 6, 387—416, tab. 1—7. Ljubljana.

Pavlovec, R. 1964, Interesting fossils from the island Krk (Croatia). — *Bull. sci., Conseil. Acad. Yougoslav. A* 9, 5—6. Zagreb.

Pavlovec, R. 1966, K taksonomiji numulitin. *Operculina exiliformis* n. sp. iz paleogena v južni Sloveniji. — *Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred* 9, 253—297. Ljubljana.

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

Popescu-Voitiesci, J. 1906, Abnormale Erscheinungen bei Nummuliten. — *Beitr. Pal. Geol. Österr.—Ung. Oriens* 21, 211—214. Wien—Leipzig.

Regé, R. 1916, Nummuliti et Orbitoidi di alcune località istriane. — *Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat. Milano* 55, 193—234, tav. 12, Pavia.

Rozlozsnik, P. 1927, Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. — *Mitt. Jb. Ungar. geol. Anst.* 26, 1—154, Taf. 1. Budapest.

Schafhäutl, K. E. 1863, Der Kressenberg und die südlich von ihm gelegenen Hochalpen. — *Süd-Bayerns Lethaea Geognostica.* 1—487, Taf. 1—86. Leipzig.

Spiegler, D. 1958, Abnormale Entwicklungserscheinung an Nummuliten vom Fundpunkt Brandhorst bei Bünde. — *Geologie* 7, 1058—1065. Berlin.

Staff, H. in Wedekind, R. 1910, Der Oberkarbon Foraminiferensapropelit Spitzbergens. — *Bull. Geol. Inst. Univ.* 10, 81—123. Upsala.

Tasnádi-Kubacska, A. 1962, Paläopathologie. — 1—289. Budapest.

De Zanche, V. 1966, Osservazioni sulla patologia di Nummuliti ed Assilini e sul singolare stato di conservazione di Alveoline nei pressi di Albanello in Valle del Chiampo (Vicenza). — *Mem. Ist. geol. min. Univ.* 25, 1—17, tav. 1—2. Padova.

**Tabla 1 — Plate 1**

Sl. 1. *Nummulites laevigatus* Bruguière, oblika B. Alveolinsko numulitni apnenec, spodnji lutecij. Karojba v Istri. 10 × povečano

Eden od notranjih zavojev je bil odlomljen in potem prekrit s tanko skorjo. Poškodba je vidna še v naslednjem zavoju, nato se nadaljuje normalna rast

Fig. 1. *Nummulites laevigatus* Bruguière, B form. Alveolina-nummulitic limestone, Lower Lutetian. Karojba in Istria. 10 × enlarged

In the inner part of the test a whorl was broken off and covered up with a thin wall. The following whorl is deformed too, and then a normal growth is continued

Sl. 2. *Assilina* sp. Eocenski fliš. Subida pri Krminu, Furlanija. 10 × povečano

Hišica je bila med rastjo poškodovana in potem regenerirana

Fig. 2. *Assilina* sp. Eocene flysch. Subida near Cormons, Friuli. 10 × enlarged

The test was damaged during its growth and subsequently regenerated

Sl. 3. *Assilina* sp., n. sp. Peyrac sensu Schaub 1963. Eocenski fliš. Subida pri Krminu, Furlanija. 8 × povečano

Peti zavoj je podvojen, vendar samo za tri kamrice. Šesti zavoj je na tem mestu izbočen, vsi naslednji pa rastejo normalno

Fig. 3. *Assilina* sp., n. sp. Peyrac sensu Schaub 1963. Eocene flysch. Subida near Cormons, Friuli. 8 × enlarged

The fifth whorl has three chambers in its doubled part. The adjacent whorl curves slightly outwards and then a normal growth is continued

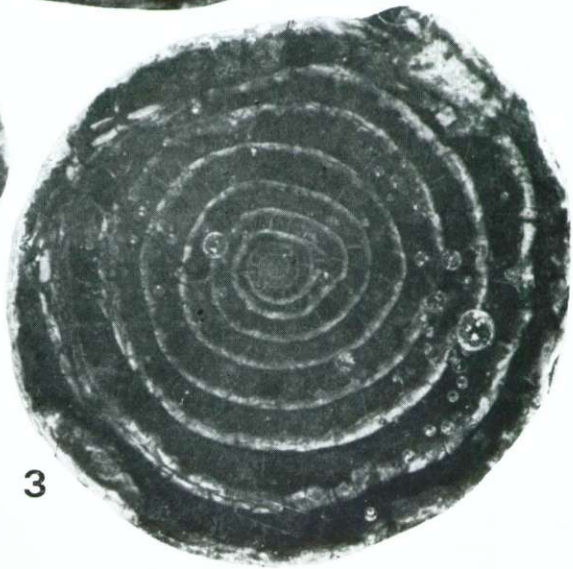
Tabla 1 — Plate 1



1



2



3

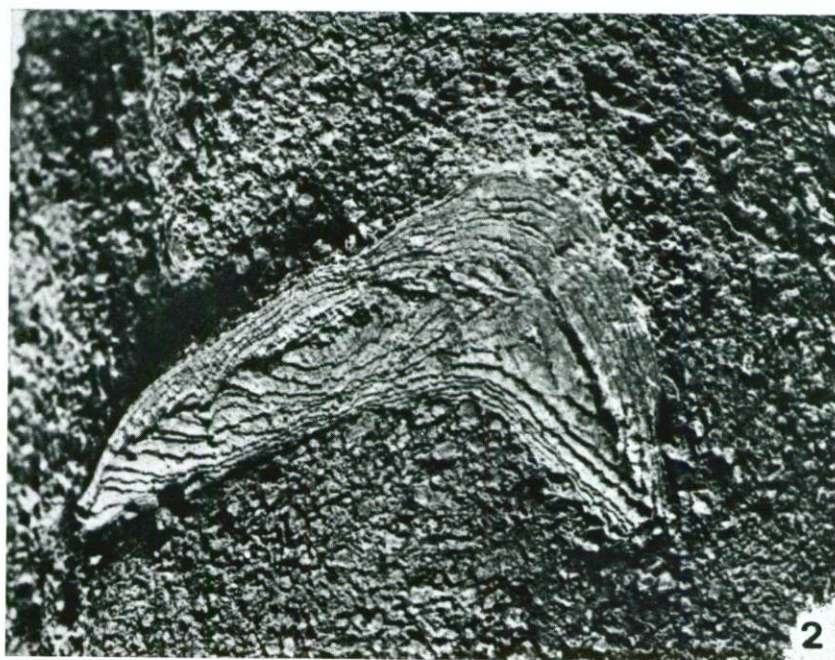
**Tabla 2 — Plate 2**

Sl. 1. in 2. Numulit iz lutecijskega apnenca južno od Grožnjana v Istri. 3 × povečano  
Numulitna hišica je deformirana zaradi zunanjega pritiska ali zaradi zraščanja dveh  
osebkov

Figs. 1.—2. Nummulites from the Lutetian limestone. South of Grožnjan in Istria.  
3 × enlarged

A nummulite test deformed either by an external pressure or by coalescing of two  
individuals

Tabla 2 — Plate 2



**Tabla 3 — Plate 3**

Sl. 1 do 3. *Nummulites millecaput* Boubée, oblika B. Lutecijski fliš, Gračišće v Istri.  
3 × povečano

Tri numulitne hišice, od katerih je vsaka nastala po združitvi dveh ali več osebkov, razraščajočih se naprej pod pravim kotom (sl. 1) ali pod ostrim kotom (sl. 2 in 3)

Figs. 1—3. *Nummulites millecaput* Boubée, B form. Lutetian flysch, Gračišće in  
Istria. 3 × enlarged

Three specimens of nummulite test having been secreted by two or more individuals each. The test growth advanced in two directions under a right angle (fig. 1) or under an acute angle (figs. 2 and 3)

Tabla 3 — Plate 3





**Tabla 4 — Plate 4**

Sl. 1 in 2. *Nummulites millicaput* Boubée, oblika B. Lutecijski fliš, Gračišće (sl. 1)  
in Rakotole (sl. 2) v Istri. 3 × povečano

Numulitna hišica z zavihanim robom zaradi zloma (sl. 1). Hišica je po združitvi dveh  
osebkov najprej rasla v dve krili, ki sta se ob zunanjem robu spojili (sl. 2)

Figs. 1—2. *Nummulites millicaput* Boubée, B form. Lutetian flysch, Gračišće (fig. 1)  
and Rakotole (fig. 2) in Istria. 3 × enlarged

The margin of a nummulite test has been turned up because of a fracture (fig. 1)  
The test growth advanced in two wings after a coalescing of two individuals. In the  
marginal section the two wings have been grown together again (fig. 2)

Tabla 4 — Plate 4



1



2

**Tabla 5 — Plate 5**

Sl. 1. *Assilina spira* (De Roissy), oblika A. Lutecijski fliš, Gračišće v Istri. 5 × povečano  
Mehansko poškodovana hišica je bila regenerirana, kar se vidi že na površju

Fig. 1. *Assilina spira* (De Roissy), A form. Lutetian flysch, Gračišće in Istria. 5 × enlarged

The hurt test was regenerated, as clearly seen on its surface

Sl. 2. *Nummulites millecaput* Boubée, oblika B. Lutecijski fliš, Gračišće v Istri. 2 × povečano

Corallinaceae rastejo na numulitni hišici

Fig. 2. *Nummulites millecaput* Boubée, B form. Lutetian flysch, Gračišće in Istria. 2 × enlarged

Corallinaceae growing upon a nummulite test

Tabla 5 — Plate 5



1



2

**Tabla 6 — Plate 6**

Sl. 1. *Nummulites* aff. *millecaput* Boubée. Lutecijski fliš, Trviž pri Pazinu v Istri. 5,5 × povečano

Corallinaceae obraščajo numulitno hišico. V notranjosti hišice je videti mnogo rogov, ki so jih naredili roparski organizmi. Rovi so napolnjeni s sedimentom

Fig. 1. *Nummulites* aff. *millecaput* Boubée. Lutetian flysch, Trviž near Pazin in Istria. 5,5 × enlarged

A nummulite test overgrown with Corallinaceae. Many canals made by animals of prey and filled with sediment are seen inside the test

Sl. 2. *Nummulites* aff. *millecaput* Boubée. Lutecijski fliš, Gračišće v Istri. 5,5 × povečano

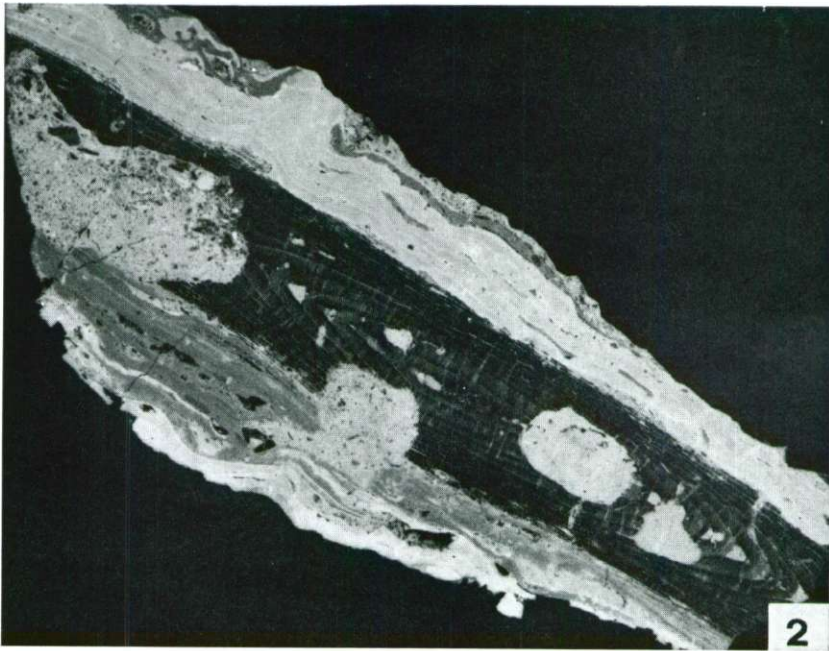
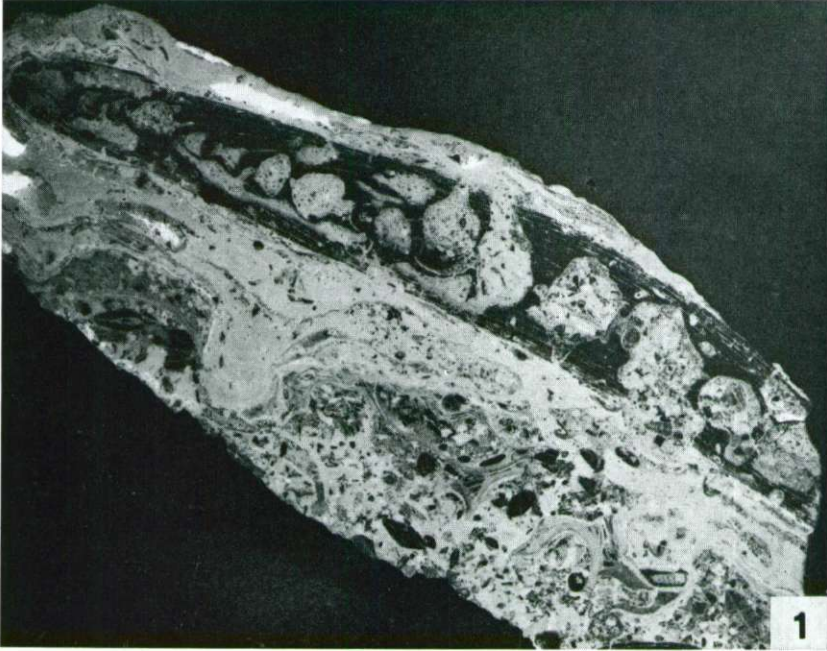
V numulitni hišici so luknje, ki so jih naredili roparski organizmi. Nekaj lukenj sega tudi v algo, ki obrašča numulitno hišico

Fig. 2. *Nummulites* aff. *millecaput* Boubée. Lutetian flysch, Gračišće in Istria. 5,5 × enlarged

A nummulite test showing several canals made by animals of prey. Note the canals born into alga overgrowing the nummulite test

Fotografije naredil Marjan Grm. — Photographs by Marjan Grm.

Tabla 6 — Plate 6



## Marovška zijalka La grotte de Marovška zijalka

Vida Pohar

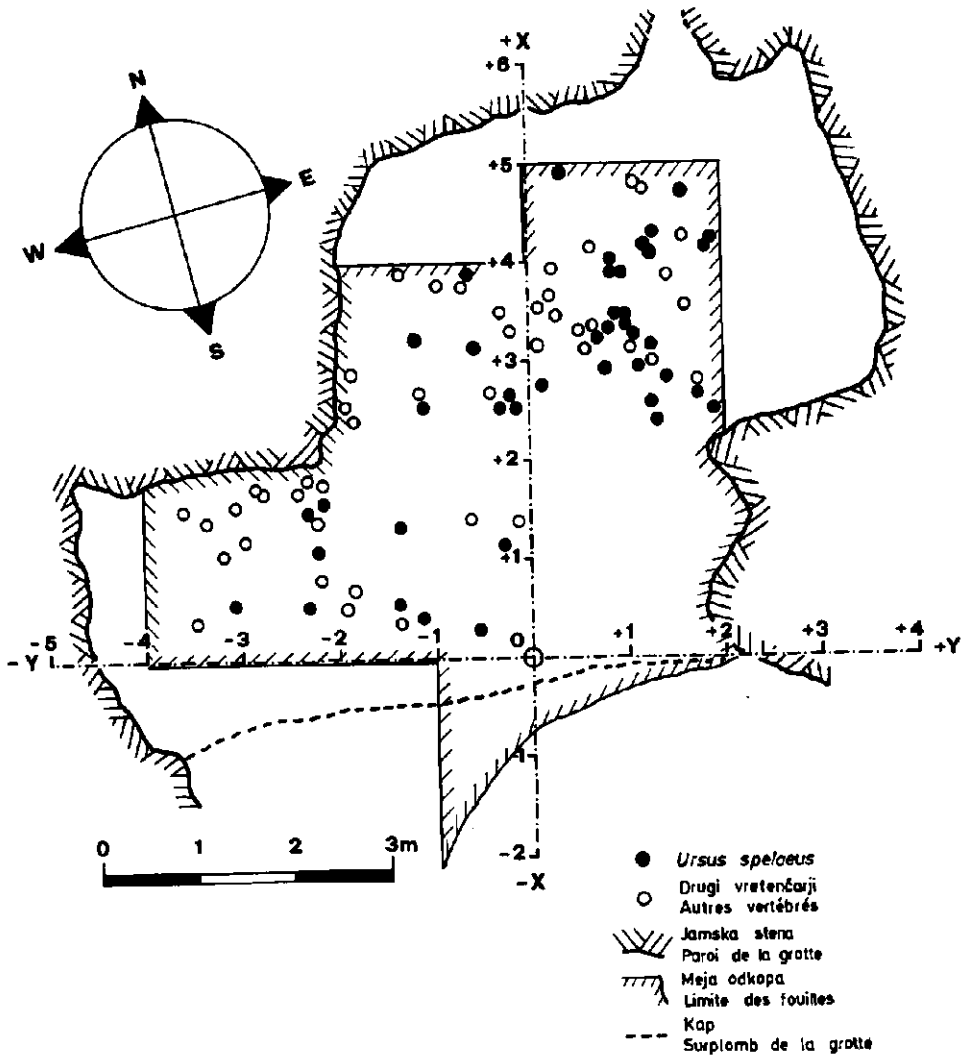
Katedra za kvartarologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 12

V pleistocenskih plasteh Marovške zijalke, podzemeljske jame na Dolenjskem, je bilo odkritih več živalskih vrst, od katerih sta dve konec pleistocena izumrli, tri so se zaradi spremenjenih ekoloških pogojev odselile drugam, preostale pa še danes žive v širši okolici jame. Favnistični ostanki pripadajo alpskim, stepskim in gozdnim elementom. Kameno orodje, zbrano v isti plasti je F. Osole prisodil srednjemu paleolitiku. Po mešani fosilni favni in kamenem orodju ledenodobnega človeka avtor sklepa, da so jamski sedimenti nastali v glacialu, in jih uvršča v starejši würm.

La grotte de Marovška zijalka développée par l'érosion karstique dans un calcaire du trias supérieur est située au nord-ouest du village de Šentlovrenc en Basse Carniole. Les remplissages pleistocènes de la cavité ont fourni plusieurs esquilles d'animaux. Il s'agit des éléments alpins (le chamois), de steppe (le bison) et de forêt (le cerf). Nombreux sont les restes de l'ours (10 individus) et de marmottes (9 individus). On n'en fait aucun doute que par la nature des animaux provenant des milieux divers une proie du chasseur préhistorique est ci indiquée. En même temps on vient de trouver des outils en pierre et de charbon de bois dans la même couche. Ce gisement se place au Würmien I par sa faune et au paléolithique moyen par son outillage de la pierre taillée.

### Uvod

Podzemeljska jama Marovška zijalka (katastr. št. 4010) spada med paleolitske postaje, ki so bile v zadnjem času odkrite na Dolenjskem. Leži okoli 3 km severozahodno od Šentlovrca na Dolenjskem na nadmorski višini 310 m. Nastala je v razpokanem zgornjetriadnem apnencu, ki tik pod vasjo Mačji dol tvori strmo vzhodno pobočje Marovške doline. Jama ni velika, ima pa lepo obokan vhod, širok 6 m in visok 2 m, obrnjen proti jugu. Po dveh metrih preide vhod v 5,5 m širok in 3,5 m dolg prostor. V desnem kotu se jama nadaljuje v težko prehodnem ozkem rovu (sl. 1).



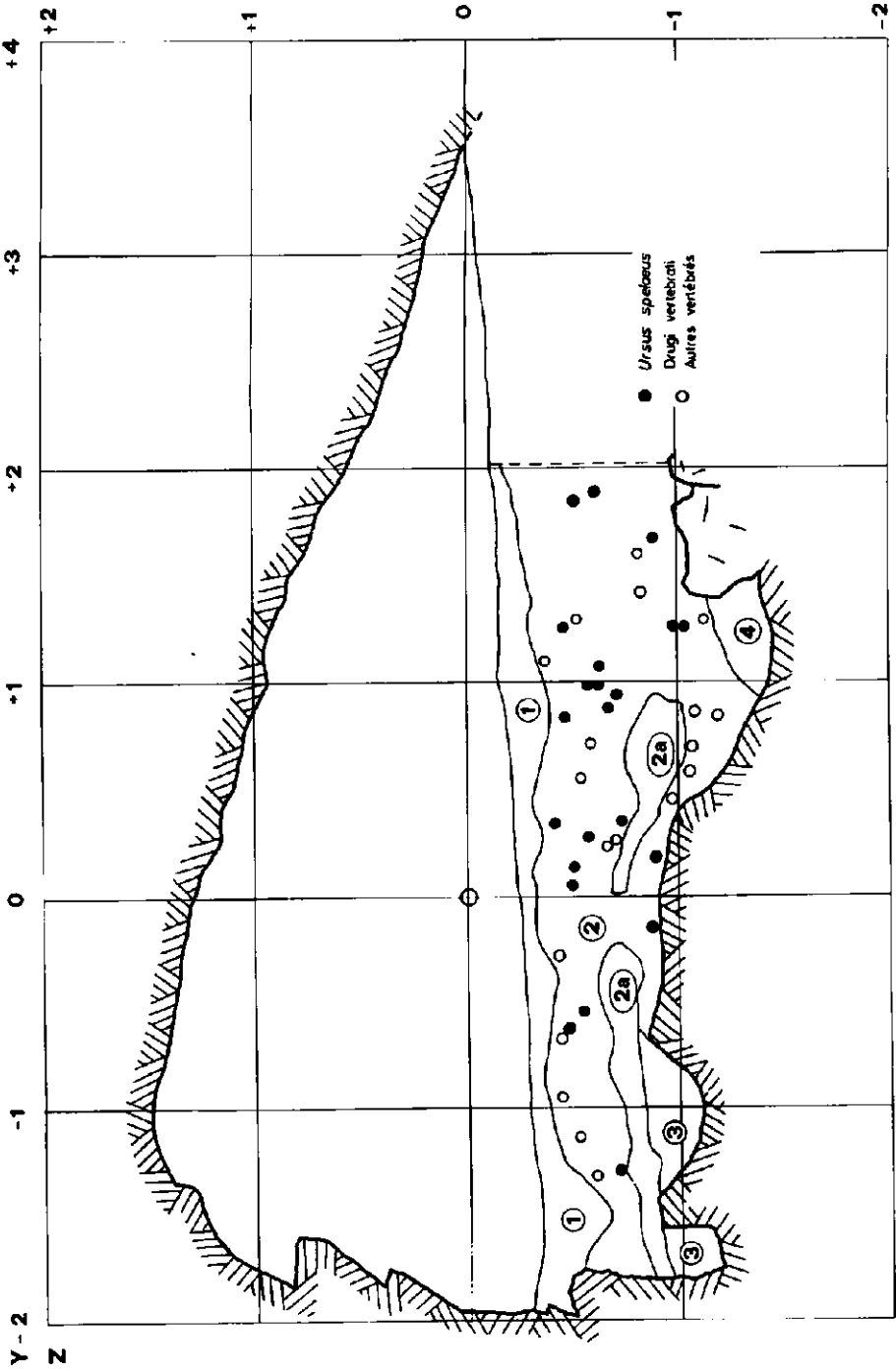
Sl. 1. Tloris Marovške zijalke z vrisanimi paleontološkimi najdbami

Fig. 1. Plan de la grotte de Marovška zijalka avec des esquilles osseuses (les restes de repas des chasseurs moustériens)

Sl. 2. Marovška zijalka. Prečni prerez  $x = +4,00$  m. V 2. plasti so vncseni vsi fosilni kostni ostanki, odkriti 1 m pred prerezom in 1 m za njim

Fig. 2. La grotte de Marovška zijalka. Coupe transversale  $x = +4,00$  m du gisement pléistocène de la cavité. Dans la 2<sup>e</sup> couche sont notées toutes les trouvailles paléontologiques découvertes 1 m devant et 1 m derrière la coupe montrée





Poskusno izkopavanje F. Osoleta jeseni 1974 je pokazalo, da vsebujejo jamski sedimenti ostanke pleistocenske favne in kameno orodje ledenodobnega človeka. Naslednjega leta smo se lotili sistematičnega izkopavanja.

Kameninska podlaga jame leži sorazmerno plitvo, saj debelina sedimentov nikjer ne preseže poldruga metra. V normalnem profilu je ločil F. Osole (1975) pet plasti:

1. tanka plast rumenkasto rjave ilovice z nekaj drobnega grušča
2. večji del profila zavzema rumenkasto rjava ilovnata plast, tu in tam bolj gruščnata, v zadnjem delu jame z večjimi odkrušenimi kosi kamenin; vsebovala je pleistocensko favno in kulturno zapuščino neandertalca
  - 2 a. temno rjava limonitizirana proga v plasti 2
3. izrazito rjava ilovica z manjšimi odkrušenimi kosi kamenin
4. limonitizirana drobnozrnata apnenčeva breča s kremenovimi zrcni, večidel trdno sprijeta, ponekod pa sipka
5. kameninsko jamsko dno.

Najpomembnejša je 2. plast, ker iz nje izvirajo vse kulturne in paleontološke najdbe (sl. 2). V njej smo odkrili mnogo izoliranih zob in več delov postkranialnega skeleta sesalcev ter drugih vretenčarjev. Na pobudo F. Osole sem se lotila determiniranja teh favnističnih ostankov. Pri določanju nekaterih dvoumnih najdb mi je pomagal prof. dr. Ivan Rakovec, za kar se mu na tem mestu najlepše zahvaljujem.

## PALEONTOLOŠKI OPIS

### Mammalia

#### Insectivora

#### *Erinaceus europaeus* Linnaeus

Tej vrsti pripada le fragmentarno ohranjena desna spodnja čeljustnica z alveolami za  $M_2$  in  $M_3$ .

Ostanki ježev so v pleistocenskih jamskih sedimentih Slovenije redki, saj sta doslej znani le dve najdbi: ena iz Parske golobine (I. Rakovec, 1975, 238) in druga iz Marovške zijalke.

#### *Talpa europaea* Linnaeus

Krt v pleistocenskih jamskih sedimentih ni ravno redek, vendar tega ne moremo trditi tudi za naše kraje. I. Rakovec (1975, 234 in 240) ga je določil pleistocenskih plasteh Fotočke zijalke in Babje jame. (F. Osole, 1971, neobjavljeno poročilo). Tudi v Marovški zijalki je bil krt redek gost, saj smo od njegovih ostankov dobili le levo nadlahtnico. Po merah se popolnoma ujema z enako najdbo v Veternici (M. Malez, 1963, Tb. 1, sl. 2).

## Rodentia

*Arvicola terrestris* Linnaeus

Ohranjen je le desni spodnji molar  $M_1$ . Po dolžini zoba in obliki krone, ki se popolnoma ujema z enako najdbo v Veternici (M. Malez, 1963, 35—36, sl. 5) smo najdbo identificirali z velikim voluharjem.

*Marmota marmota* Linnaeus

Med številnimi kostnimi ostanki alpskega svizca (61 določljivih najdb) so ponajveč zastopani izolirani zobje. Med njimi je 6 desnih in 9 levih zgornjih glodačev ter 7 levih spodnjih glodačev. Pri tem nismo upoštevali dva bliže nedoločljiva drobca glodačev. Nadalje smo odkrili še 2 odlomka leve mandibule z glodačem, 3 fragmentarno ohranjene desne spodnje čeljustnice s celotnim zobovjem ter 3 cele desne spodnje čeljustnice z zobmi. Poleg tega pripadata svizcu še 2 odlomka levih maksil brez glodačev, ima pa ena od njih ohranjene še naslednje zobe:  $P^4$ ,  $M^1$  in  $M^2$ . Zraven fragmenta leve čelnice so bili najdeni še naslednji fosilni ostanki: lumbalno vretence, desna ključnica, od druge se je ohranil le majhen del, nekaj reber, fragment desne sednice, del desne črevnice, nepoškodovan levi humerus, 2 fragmentarno ohranjeni levi nadlahtnici, odlomek desne nadlahtnice, 4 koščki levega radiusa, fragment desne koželjnice, odlomek leve podlahtnice, 4 poškodovane desne tibije, 4 odlomljene leve golenice, fragment leve fibule, leva petnica in 2 metapodija.

Po največjem številu določljivih zob (9 levih zgornjih glodačev in 9 levih spodnjih glodačev) sodeč, smo v plasti 2 odkrili kostne ostanke najmanj 9 osebkov, od katerih je bil eden nedorasel (ena tibija brez obeh epifiz).

Glodači po velikosti ne odstopajo od drugih najdb v Sloveniji (I. Rakovec, 1935, 264), celo majhen glodač sodi v variacijsko širino zob, ki jih je I. Rakovec (1949, 215) navedel iz Mornove zijalke.

## Drugi glodalci

Manjšim glodalcem pripada še 8 glodačev, 2 spodnji čeljustnici in ena stegenica.

## Carnivora

*Vulpes vulpes* Linnaeus

K lisičjim ostankom sodijo: odlomek leve spodnje čeljustnice, fragmentarno ohranjeno drugo vratno vretence, distalni del desne koželjnice, levi metatarsus in poškodovan metapodij, ki so ga glodalci močno načeli. Vseh pet kostnih ostankov ustreza dimenzijam recentne lisice, le omenjeni metatarsus (tabla 1, sl. 6) je nekoliko večji, tako kot enaka najdba, ki jo je iz kulturnega horizonta C Zupanovega spodmola določil I. Rakovec (F. Osle, 1967, neobjavljeno poročilo).

*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth

Večji del paleontoloških najdb v Marovški zijalki pripada ostankom jamskega medveda. Izbranih je bilo 137 določljivih delov okostja te živali, med katerimi prevladujejo izolirani zobje (tabla 1, sl. 2, 3, 4) le manjši del tvorijo ekstremitetne kosti, rebra in vretenca. Cele kosti so maloštevilne, povečini so razklane in zdrobljene. Prisodili smo jih osebkom vseh starostnih stopenj — mladičem, odraslim in starim medvedom.

Celotne lobanje nismo nobene odkrili, izkopali smo le zatilnično kost še nedoraslega medveda. Verjetno sodi k istemu osebku še odlomek leve spodnje čeljustnice z alveolami za dc, C, d 4 in M<sub>1</sub>.

Med 99 zbranimi zobmi prevladujejo stalni (76), le manjši del pripada mlečnemu zobovju (23). Pregled permanentnega zobovja podaja tabela 1.

Tabela 1. *Ursus spelaeus*. Stalno zobovje, zbrano v Marovški zijalkiTableau 1. *Ursus spelaeus*. Dents permanentes découvertes dans les remplissages de la cavité de Marovška zijalka

		Zobje — Dents							
		I 1	I 2	I 3	C	P 4	M 1	M 2	M 3
maxilla	sin.	1	2	1	1	1	3	3	—
	dex.	3	—	5	2	5	4	2	—
mandibula	sin.	1	1	1	2	2	4	4	3
	dex.	2	1	3	—	3	4	4	2

V tabeli 1 nismo zajeli obeh lamel kaninov, od katerih ena kaže na zelo mladega medveda, nadalje treh nedoločljivih drobcev premolarjev oziroma molarjev ter enega inciziva z zelo obrabljeno krono. K jamskemu medvedu sodi še 16 dc, 4 di, 3 d 4.

Od postkranialnega skeleta so med ostanki vretenc zastopana vratna in repna, mnogo odlomkov pa ni natančneje določljivih. Rebra so se sicer ohranila v posameznih kosih, vendar smo skoraj vsa lahko prisodili medvedu. Od desne lopaticice smo izkopali le angulus articularis s cavitas glenoidalis. Med dolgimi kostmi je bila edino desna nadlahtnica v celoti ohranjena, vendar sta obe epifizi razpadli pri dvigu. Od drugega humerusa smo dobili le diafizo, ki smo jo po primerjavi z enako najdbo iz Drachenhöhle pri Mixnitzu (K. Ehrenberg, 1931, 686, Tb. 127, fig. 3—4) prisodili nedoraslemu osebku. Enako staremu mladiču pripada tudi distalni del desne koželjnice. Nadalje smo odkrili še desno podlahtnico brez distalne epifize, diafizo leve stegenice medvedjega mladiča, 2 diafizi desnih golenic, od katerih smo prvo prisodili odraslemu, drugo pa nedoraslemu medvedu.

Med tarzalnimi kostmi so se ohranile desna skočnica, leva petnica in levi kuboides. Metapodijev je pet. Nekateri med njimi so tako poškodovani, da se ni dalo določiti njihove lege v stopalu, večkrat pa niti tega ne, ali sodijo k prednji ali zadnji šapl. Bolje so ohranjeni le levi Mt III in desni Mt III. Izkopali smo 11 prstnih členkov, 5 jih pripada prvemu, 3 drugemu, 3 tretjemu členku, enega pa nismo mogli natančneje določiti.

Med medvedjimi kostnimi ostanki smo dobili tudi ossa penis — 2 odlomka, ki ne pripadata istemu osebkju.

Medvedji zobje in deli okostja kažejo, da gre za najmanj 10 osebkov vseh starostnih stopenj in obeh spolov. Krone večine zob so neobrbljene ali komaj načete, tudi zobna korenina pogosto še ni formirana, ali pa je njena stena še zelo tanka. Da pripadajo nekateri od teh zob zelo mladim živalim, dokazuje tudi rjavkasta barva krone enega inciziva, večine kaninov in enega premolarja. Po H. Bächlerju (1957, 139) je zobna krona rjava toliko časa, dokler jo prekriva dlesen, čim pa jo zob predre, postane sklenina bela. Le redki zobje (3 incizivi) imajo krono toliko obrabljeno, da je vidna pulpa. Prav malo jih ima zaprto korenino.

Vseh 10 osebkov smo skušali določiti tudi starostno. Pri tem smo se opirali na izvajanja H. Bächlerja (1957, 139—141), ki je po razvitosti korenine in obrušnosti krone M<sup>2</sup> ločil 5 glavnih starostnih stopenj. Ta delitev temelji na predpostavki K. Ehrenberga (1931, 640), da je potekal ontogenetski razvoj jamskega medveda podobno kot pri današnjem rjavem medvedu, kar je pozneje potrdil M. Couturier z opazovanji na recentnem medvedu. M. Couturier (H. Bächler, 1957, 140) je ugotovil, da zraste rjavemu medvedu M<sup>2</sup> v osmem mesecu starosti, stalni kanini pa šele proti koncu prvega leta. V 15. letu starosti so zobje rjavega medveda že opazno obrušeni, med 20. in 30. letom pa je žvekalna ploskev molarjev brez vsake vzbokline.

Po razvitosti korenine ter obrušnosti in barvi krone različnih zob smo po H. Bächlerju (1957, 141) razdelili 10 osebkov v naslednje starostne stopnje:

1. 3/4 do 1 1/2 leta . . . . .	4 osebk
2 b. 2 do 4 leta . . . . .	1 osebek
2 c. nad 5 let . . . . .	2 osebk
3—5. nad 15 let . . . . .	3 osebk
skupaj	10 osebkov

Po tej razvrstitvi prevladujejo kostni ostanki medvedjih mladičev do 4. leta starosti (5 osebkov) nad komaj doraslimi, okoli 5 let starimi (2 osebk) ter že ostarelimi medvedi, starimi nad 15 let (3 osebk).

#### *Meles meles* Linnaeus

Jazbecu pripada le desna petnica (tabla 2, sl. 1 a, b), ki po obliki ustreza enaki kosti recentne živali, le da je občutno večja in robustnejša. Enako je ugotovil M. Malez (1963, 90) pri določanju fosilne favne iz Veternice. Tudi jazbec, izkopan v Parski golobini, je bil večji od današnjega. (I. Rakovec, 1961, 307).

#### *Felis silvestris* Schreber

Kostni ostanki divje mačke so v pleistocenskih jamskih sedimentih redki ne le pri nas, temveč tudi drugod po Evropi. V Marovški zijalki smo dobili le desni premolar P<sup>4</sup>, ki po dimenzijah ustreza enakemu zobu recentne mačke. Poleg

najdbe v Kanegri pri Sečovljah (I. R a k o v e c, 1956, 64) je to edini pleistocenski ostanek te zveri v Sloveniji. Na Hrvaškem pa je M. Malez (1963, 95—96) navedel med pleistocenskimi najdišči divje mačke le Veternico in Krupino.

### Artiodactyla

#### *Cervus elaphus* Linnaeus

Med pičlimi ostanki navadnega jelena je poleg drobcev molarja zastopan še cel levi zgornji molar  $M^3$ , levi spodnji premolar  $P_4$  in en prvi prstni členek. Po stanju zob sodeč, pripadajo ostanki odraslemu osebk.

#### *Bison priscus* Bojanus

Z zanesljivostjo lahko pripišemo bizonu le desno skočnico in distalni del golenice. Astragalus (tabla 2, sl. 2 a, b) je tako dobro ohranjen, da so razločno vidne vse sklepne ploskve. Na plantarni strani je tako imenovani sinovialni jarek (I. R a k o v e c, 1965, 286) jasno izražen. Po E. Schertzu (U. L e h m a n n, 1949, 212—213) naj bi ta znak zadostoval za razločevanje tura od bizona. Temu je oporekal U. L e h m a n n (1949, 213 do 214) in trdil, da opazimo sinovialni jarek pri obeh bovidnih rodovih. Značilen pa je potek zgornjega roba tega jarka, ki meji na sklepno ploskev za petnico. Pri turu je usmerjen pod kotom  $90^\circ$  proti lateralni strani, pri bizonu pa je v medialnem delu zaokrožen ter poteka nato v loku nekoliko poševno navzgor in tvori z lateralno stranjo kot  $100^\circ$  do  $110^\circ$ . Glede na to, da poteka zgornji rob sinovialnega jarka na našem primerku poševno proti lateralni strani, smo ga pripisali bizonu.

Razločevanje obeh bovidnih rodov po tibiji je sicer možno, vendar ni vedno zanesljivo (U. L e h m a n n, 1949, 211). Golenica iz Marovške zijalke je sicer odlomljena, vendar je distalna epifiza nepoškodovana, tako da je sklepna ploskev za os malleolare na lateralni strani dobro vidna. Pri bizonu je v večini primerov ta sklepna ploskev prekinjena z ostrim robom, kar velja tudi za naš primerek. Vendar to ni bilo odločilno, da smo ga prisodili bizonu, temveč dejstvo, da se sklepni ploskvi med obema kostema tako dobro prilegata, da lahko pripišemo astragalus in tibijo istemu osebk.

#### Bovidarum gen. et spec. indet.

Bovidni ostanki so tako slabo ohranjeni, da na njih niso več vidni znaki, ki so važni za določitev rodov. Najdeni desni zgornji premolar  $P^3$  in oba drobca premolarja, oziroma molarja pa po U. L e h m a n n u (1949, 171) ne sodijo med značilne dele okostja. Morda niti ne gre za bovidne, temveč za bizonove zobe.

#### *Rupicapra rupicapra* Linnaeus

Od divje koze ali gamsa smo našli le prvi prstni členek — phalanx I, ant. dext. (tabla 2, sl. 3 a-c), ki po merah ustreza enaki kosti današnje živali, le da je distalni del nekoliko bolj vitek, prijemališča mišic (greben na proksimalnem

delu palmarne strani) pa so, nasprotno, močnejše izražena. Enako je navedel M. Malez (1963, 133) za najdbo v Veternici.

Divje koze, edini današnji predstavniki antilop v Evropi (K. Hescheler, E. Kuhn, 1949, 253), živijo visoko v gorah in so na svoje okolje izredno prilagojene. V zadnji ledeni dobi jih je poslabšanje klimatskih razmer prisililo, da so zapustile visokogorsko pokrajino in se spustile v nižine, ponekod skoraj do morske obale. Na to kažeta npr. Romualdova pečina (M. Malez, 1967, 52) in Grimaldi (F. Prat, 1966, 322). Po V. Toepferju (1963, 156) so divje koze v pleistocenu sicer naseljevale dežele srednje Evrope, vendar so njihove najdbe maloštevilne. Isto velja tudi za naše kraje, saj je bil gams odkrit le v dveh paleolitskih postajah — Potočki zijalki (I. Rakovec, 1975, 234) in sedaj v Marovški zijalki.

Tudi na Hrvaškem so znane le posamezne najdbe iz Velike pečine, Cerovačkih pečin, Romuldove pečine in Veternice (M. Malez, 1967, 52, 55, 58, 133).

### Aves

Maloštevilni ptičji ostanki so slabo ohranjeni in jih zato nismo natančneje določili.

### Amphibia

*Bufo* sp.

Med ostanki krkonov smo določili le levi humerus krastače. Po velikosti in obliki ustreza najdbi iz Veternice (M. Malez, 1963, Tb. I, sl. 7).

### Sklep

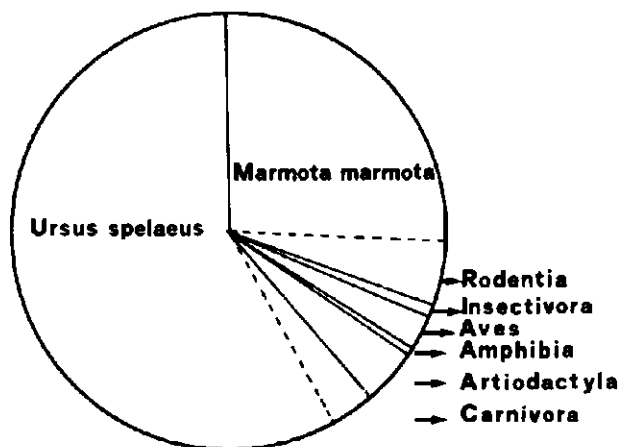
V pleistocenskih plasteh Marovške zijalke na Dolenjskem je bilo zbranih skupno 487 različnih živalskih kosti in zob. Večina jih je bila tako razbitih, da njihove pripadnosti nismo mogli ožje določiti. Za determinacijo smo izbrali 237 najdb, ki pripadajo 12 različnim rodovom in 11 vrstam. Nadrobneje nismo mogli opredeliti obeh bovidnih rodov, ostankov številnih majhnih glodalcev in ptičev pa ni bilo mogoče ločiti niti generično. Po mešani alpski-gozdni-stepski favni šteje avtor sedimente Marovške zijalke v würm I, V istih plasteh se je ohranilo tudi nekaj kamenega orodja ledenodobnega lovca, ki po F. Osoletu (1975) spada v srednji paleolitik.

Zaradi nazornejšega prikaza živalskih ostankov smo izračunali odstotni delež posameznih skupin glede na vsoto vseh določljivih paleontoloških najdb (sl. 3). Posebej smo prikazali jamskega medveda in alpskega svizca — živalski vrsti, ki sta med našo favno najštevilneje zastopani.

Diagram na sl. 3 kaže, da zavzemajo Carnivora 60,9 % od tega odpade na jamskega medveda kar 57,9 % na vse ostale pa le 3 %. Za zvermi so številčno najmočnejši glodalci s 30,9 %, med njimi zavzema alpski svizec s 25,5 % vidno mesto. Druge skupine (Insectivora, Artiodactyla, Aves, Amphibia) skupaj dosežejo komaj 8,2 %.

Tabela 2. Pregled živalskih vrst iz Marovške zijalke  
 Tableau 2. La liste faunique de Marovška zijalka

	Plast Couche No	Št. najdb Nombre de trouvailles	%	Min. št. osebkov Nombre minimum de sujets
<i>Erinaceus europaeus</i> Linnaeus	2	1	0,4	1
<i>Talpa europaea</i> Linnaeus	2	1	0,4	1
<i>Arvicola terrestris</i> Linnaeus	2	1	0,4	1
<i>Marmota marmota</i> Linnaeus	2	61	25,9	9
Ostali glodalci — Autres rongeurs	2	11	4,6	?
<i>Vulpes vulpes</i> Linnaeus	2	5	2,2	1
<i>Ursus spelaeus</i> Rosenmüller et Heinroth	2	137	57,9	10
<i>Meles meles</i> Linnaeus	2	1	0,4	1
<i>Felis silvestris</i> Schreber	2	1	0,4	1
<i>Cervus elaphus</i> Linnaeus	2	4	1,7	1
<i>Bison priscus</i> Bojanus	2	2	0,8	1
Bovidi — Bovidés	2	3	1,2	1
<i>Rupicapra rupicapra</i> Linnaeus	2	1	0,4	1
Aves	2	7	2,9	?
<i>Bufo</i> sp.	2	1	0,4	1
Skupaj		237	100,0	29



Sl. 3. Pogostnostni diagram živalskih skupin in 2. plasti Moravške zijalke

Fig. 3. La grotte de Marovška zijalka. Diagramme de fréquence des groupes d'animaux fouillés dans la 2<sup>e</sup> couche

Determinirani ostanki pripadajo živalskim vrstam, od katerih sta dve (jamski medved, stepski bizon) koncem pleistocena izumrli, nadaljnje tri (alpski svizec, gams, divja mačka) so se zaradi spremenjenih ekoloških pogojev odselele, preostalih sedem (jež, krt, veliki voluhar, lisica, jazbec, navadni jelen, kraštača) pa še danes živi v širši okolici jame.

Vse naštetje živali so v pleistocenu naseljevale bližnjo in daljno okolico Marovške zijalke. Vanjo so zašle na različne načine. Večino majhnih glodalcev so



v jamo verjetno zanesle ujede, nekateri pa so jo tudi sami obiskovali, na kar kažejo sledovi njihovih glodačev na izkopanih lisičjih kosteh. Druge živali so imele v Marovški zijalki svoje brloge. V vzhodnem delu jame smo blizu leve jamske stene odkrili fosilni svizčev rov. Izdelan je bil v 2. plasti, torej v istih sedimentih, iz katerih izvirajo tudi vse paleontološke najdbe, vključno številni svizčevi kostni ostanki. Iz tega sledi, da rov ne more biti enako star kot sediment, saj so ga svizci lahko naredili šele, ko je bila fertilna plast že odložena. Gre torej za kasnejšo naselitev teh živali v jami, svizčeve kosti v 2. plasti pa so ostanek lovskega plena pračloveka. Marovška zijalka pa najbrž ni rabila kot brlog jamskemu medvedu, saj v njej nismo našli nobenih znakov, ki bi to nedvomno dokazovali, npr. medvedjih obrusov, ostankov okostij še nerojenih ali komaj rojenih medvedov, nepoškodovanih kosti odraslih osebkov in podobno. Zbrano gradivo kaže nasprotno — cele kosti so maloštevilne, povečini so razbite. Sorazmerno visok odstotek teh odlomkov in zob je pripadal še nedoraslim (50 %) in starim živalim (30 %), komaj 20 % pa odraslim medvedom. Taka starostna porazdelitev se sicer ujema z ugotovitvijo W. Soergela (H. Bächler, 1957, 137), da žival lahko pogine v vsaki starosti, vendar najpogosteje podležejo zelo mladi ali zelo stari medvedi, redkeje pa odrasle živali na višku svoje moči. Proti naravni smrti medvedov, izkopanih v Marovški zijalki, govore njihove razbite kosti. Nobenega dvoma ni, da predstavljajo te najdbe ostanke lovskega plena ledenodobnega pračloveka, ki je medvede v okolici jame lovil in plen nato zavlekel v svoje prebivališče. S to domnevo se ujema tudi starost medvedov, saj je po O. Abelu (K. Ehrenberg, 1931, 863) pralovec z večjim ali manjšim uspehom lovil le mlade, največkrat enoletne, redkeje dveletne ali starejše živali. Da je bila Marovška zijalka lovska postaja pleistocenskega človeka in ne medvedji brlog, kaže tudi kameno orodje, zbrano v jami skupaj s kostmi, in oglje. Nekatero kosti so bile ožgane. Tudi druge živali (navadni jelen, bizon, gams) so v jamo zašle po enaki poti kot medved, torej kot plen ledenodobnega lovca.

Med pleistocensko favno Marovške zijalke so poleg vrst, prilagojenih hladnemu podnebnju (alpski svizec, divja koza, stepski bizon) in zmerni klimi (lisica, jazbec, navadni jelen) tudi živali, ki so bolj ali manj neobčutljive za večja temperaturna nihanja, npr. jamski medved. Po Stehlinu (K. Heschler, E. Kuhn, 1949, 206) naj bi bil medved naseljeval področja z bolj ali manj oceanskim podnebnjem. Številne najdbe v evropskih paleolitskih postajah (F. Prät, 1976, 380 in drugi) pa kažejo, da je živel tudi na območjih s sorazmerno nizkimi temperaturami.

Od omenjenih živalskih vrst sodijo lisica, jazbec, divja mačka in navadni jelen med prebivalce večidel gozdne pokrajine. Jamski medved pa po I. Rakovcu (1967, 64) ni bil gozdna žival, temveč je zavzemal življenjski prostor predvsem nad takratno drevesno mejo, ki ga je še prekrivala vegetacijska odeja. Bizon je značilen predstavnik stepe, alpski svizec in gams pa sta vezana na visokogorski svet.

Brez človekovega vpliva bi verjetno današnja okolico Marovške zijalke poraščal strnjen gozd. Taka pokrajina bi ustrezala le delu favne odkrite v jami. Številne najdbe alpskega svizca, predvsem pa gamsa, nam vsiljujejo misel, da so se morale podnebne razmere v času odlaganja arheološke plasti močno poslabšati. Le v glacialu sta zaradi napredujočega ledu oba prebivalca visokih

gora zapustila svoje prvotno okolje in se umaknila niže v ustrezne klimatske razmere. Pri tem sta zašla v širšo okolico jame. Najbrž je bila tudi rastlinska odeja okolice Marovške zijalke bistveno drugačna. Po A. Šerclju (1975, 39) je v tistem času Dolenjsko preraščala tako imenovana odprta vegetacija, prehod med gozdom in stepo s skromnim ozadjem pleistocenskega borovega gozda. Taki pašniki so predstavljali tudi za stepskega bizona ugoden življenjski prostor.

Mešanja gozdnih, alpskih in stepskih favnističnih elementov skoraj ne moremo pripisati sezonskim selitvam. Znano je, da dandanes divja koza niti v najhujši zimi ne pride tako globoko v nižino. Zato lahko s precejšnjo gotovostjo trdimo, da so plasti z opisano favno nastale v glacialu. To opredelitev deloma potrjuje tudi najdba divje mačke. Zanja trdi M. F. Bonifay (1966, 379), da je bila v pleistocenu spremljevalec mrzle favne v najdiščih z moustériensko kulturno ostalino. Njena sedanja adaptacija na toplejše podnebje sodi že v kasnejši čas.

Med živalskimi vrstami Marovške zijalke ni nobenega zastopnika starejših obdobij kvartarja, pač pa kažejo vse na mlajši pleistocen. V riški glacial izkopane favne skoraj ne moremo uvrstiti, ker so se prvi svizci pojavili v Evropi šele v zadnjem glacialu (V. Toepfer, 1963, 87, I. Rakovec, 1975, Tb. 2). Datacija najdbe svizčevih ostankov iz jame Castillo à Puente Viesgo v Španiji (J. Chaline, 1966, 419), ki naj bi bila riške starosti, ni zanesljiva. Nasprotno pa najstarejše najdbe jamskih medvedov res izvirajo iz sedimentov riške starosti (F. Prat, 1976, 380). Oporo za točnejšo opredelitev nam nudi kameno orodje, ki je bilo zbrano v isti plasti kot opisana favna in po raziskavah F. Osoleta (1975) v Marovški zijalki v Mačjem dolu na Dolenjskem pripada kulturi srednjega paleolitika. Na podlagi mešane favne in srednjepaleolitskega kulturnega inventarja smo plast 2 uvrstili v prvi würmski stadial ali po H. Grossu (1964, 196) v starejši würm.

Doslej smo poznali z Dolenjske le posamezne najdbe pleistocenske favne: Iz Zaloga pri Novem mestu izvira najdba etruščanskega nosoroga, ki ga je I. Rakovec (1975, 229) uvrstil v gүнško-mindelsko toplo dobo. Za zadnje interglacialno obdobje nimamo podatkov. Iz würmskega glaciala pa poznamo že več živalskih vrst, ki so naseljevale Dolenjsko. Jamskemu medvedu iz Polične jame pri Zurglah ob Čabranki (I. Rakovec, 1975, Tb. I) se morda pridruži še ista vrsta iz Ajdovske hiše na Plešivici pri Šentjerneju (I. Rakovec, 1975, 242) ter iz Dolge njive pri Koblarjih na Kočevskem (I. Rakovec, 1975, Tb. I). Poleg medveda so v Ajdovski jami pri Nemški vasi nedaleč od Krškega (I. Rakovec, 1975, 242, Tb. I) odkrili še alpskega svizca, v Jami treh bratov pri Brodu ob Kolpi (I. Rakovec, 1975, Tb. I) kozoroga, v paleolitski postaji na planem pri Kostanjevici ob Krki (I. Rakovec, 1975, Tb. I) pa še mamuta. Ožja je le datacija najdb severnega jelena in alpskega svizca iz Ciganske jame pri Zeljnah, ki ju je postavil I. Rakovec (1975, Tb. I) v drugi in tretji würmski stadial. Zato pomeni odkritje Marovške zijalke važen prispevek k raziskavam pleistocena v Sloveniji, saj je poleg Ciganske jame edino točneje določeno najdišče ledenodobne favne na Dolenjskem.

## Literatura

- Abel, O., Kyrle, G. 1931, Die Drachenhöle bei Mixnitz. Speläologische Monographien, Bd. 9, Wien.
- Bächler, H. 1957, Die Altersgliederung der Höhlenbärenreste im Wildkirchli, Wildenmannsloch und Drachenloch. Quartär Bd. 9, 131—141, Bonn.
- Bonifay, M. F. 1966, Les Carnivores. Faunes et Flores préhistoriques de l'Europe occidentale, 337—396, Paris.
- Chaline, J. 1966, Les Lagomorphes et les Rongeurs. Les Faunes et Flores préhistoriques de l'Europe occidentale, 397—440, Paris.
- Delpéch, F. 1976, Bovidés. Les Faunes quaternaires. La Préhistoire française I, 386—394, Paris.
- Ehrenberg, K. 1931, Ueber die ontogenetische Entwicklung des Höhlenbären. Die Drachenhöle bei Mixnitz, Bd. 7, 8, 624—744, Wien.
- Gross, H. 1964, Das Mittelwurm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten. Eiszeitalter und Gegenwart Bd. 15, 187—198, Oehringen/Württ.
- Hescheler, K., Kuhn, E. 1949, Die Tierwelt. Die Fauna der paläolithischen Siedelungen mit Ausblicken auf die diluviale Fauna im Ganzen. Urgeschichte der Schweiz I, 121—368, Frauenfeld.
- Kollau, W. 1943, Die alt und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. Neumünster.
- Lehmann, U. 1949, Der Ur im Diluvium Deutschlands und seine Verbreitung. N. Jbr. f. Min., Geol. u. Paläont., Bd 90, Abh., 163—266, Stuttgart.
- Malez, M. 1963, Kvartarne fauna pećine Veternice u Medvednici. Pal. Jugosl. 5, Zagreb.
- Malez, M. 1967, Paleolitska nalazišta Hrvatske. Paleolitski kolovij. Arheol. vestn. 18, 37—72, Ljubljana.
- Osole, F. 1975, Marovška zijalka v Mačjem dolu. Arheol. pregled 17, 9—11, 1 tabla, Beograd.
- Pales, L., Lambert, Ch. 1971, Atlas ostéologique des Mammifères I, II, Paris.
- Radulescu, C., Samson, P. 1959, Contribution à la connaissance de la dentition lactéale d'Ursus spelaeus. Eiszeitalter und Gegenwart 10, 205—216, Oehringen/Württ.
- Prat, F. 1966, Les Capridés. Faunes et Flores préhistorique de l'Europe occidentale, 279—322, Paris.
- Prat, F. 1976, Ursidés. Les Faunes quaternaires. La Préhistoire française I, 376—383, Paris.
- Rakovec, I. 1935, Diluvialni svizci iz južnovzhodnih Alp. Prirodosl. razpr. 2, 245—292, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1949, Nove najdbe diluvialnih svizcev v Sloveniji. Razpr. IV, 205—228, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Razvoj pleistocena na Slovenskem. Prvi jugosl. geol. kongr. na Bledu, 59—77, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1961, Mladopleistocenska favna iz Parske golobine v Pivški kotlini. Razpr. SAZU VI, 271—349, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1965, Pleistocenska sesalska favna iz Risovače pri Arandjelovcu. Razpr. SAZU IV, VIII, 225—317, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1967, Jamski medved iz Mokriške jame v Savinjskih Alpah. Razpr. IV, X/4, 123—203, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1975, Razvoj kvartarne sesalske favne Slovenije. Arheol. vestn. 24, 225—270, Ljubljana.
- Schmid, E. 1972, Tierknochentatlas. Amsterdam—London—New York.
- Šercelj, A. 1975, Razvoj kvartarne vegetacije. Arheološka najdišča Slovenije, 37—40, Ljubljana.
- Toepfer, V. 1963, Tierwelt des Eiszeitalters. Leipzig.

**Tabla 1 — Planche 1**

1. *Marmota marmota* L.  
fragment desne mandibule, naravna velikost  
fragment de la mandibule droite, grandeur naturelle
2. *Ursus spelaeus* R. et H.  
desni zgornji molar  $M^2$ , naravna velikost  
molaire droit supérieur  $M^2$ , grandeur naturelle
3. *Ursus spelaeus* R. et H.  
levi zgornji molar  $M^2$ , nar. vel.  
molaire gauche supérieur  $M^2$ , grandeur naturelle
4. *Ursus spelaeus* R. et H.  
levi spodnji molar  $M_1$ , nar. vel.  
molaire inférieure gauche  $M_1$ , grandeur naturelle
5. *Vulpes vulpes* L.  
distalni del desnega radiusa, nar. vel.  
partie distale du radius droit, grandeur naturelle
6. *Vulpes vulpes* L.  
levi metatarsus, nar. vel.  
metatarsus gauche, grandeur naturelle

Tabla 1 — Planche 1



1



2



3



4



5



6

**Tabla 2 — Planche 2**

1a, b *Meles meles* L.

desni kalkaneus, naravna velikost  
calcaneum droit, grandeur naturelle

2a, b *Bison priscus* Boj.

desni astragalus, 1/2 naravne velikosti  
astragale droit, moitié de la grandeur naturelle

3a, b, c *Rupicapra rupicapra* L.

prvi sprednji desni prstni členek, naravna velikost  
première phalange antérieure gauche, grandeur naturelle

Tabla 2 — Planche 2



1a



1b



2a



2b



3a



3b



3c

## O litologiji in biostratigrafiji volčanskega apnenca

Bojan Ogorelec, Ljudmila Šribar in Stanko Buser  
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Prikazana sta dva delna profila volčanskega apnenca. Prvi, posnet v Idriji pri Bači, predstavlja njegov spodnji del. Bolj natančno je raziskan profil pri Doblarju v dolini Soče, kjer je lepo odkrit zgornji del volčanskega zaporedja. Prevladuje tanko plastoviti ali ploščasti apnenec, bogat z gomoljastim in ploščatim rožencem ter stilolitnimi šivi. Kamenina sestoji iz kalcirudita, kalkarenita in mikrita. Kalciruditne plasti kažejo postopno zrnavost in se ritmično menjavajo s kalkarenitnimi in mikritnimi plastmi. V idrskem profilu so bile določene pelagične foraminifere, razširjene od zgornjega turona do santona, doblarski profil pa vsebuje med drugim značilno campansko vrsto *Globo truncana calcarata* Cushman. Pelagične foraminifere kažejo na globlje morje, del volčanskega apnenca pa je sediment turbiditnih tokov.

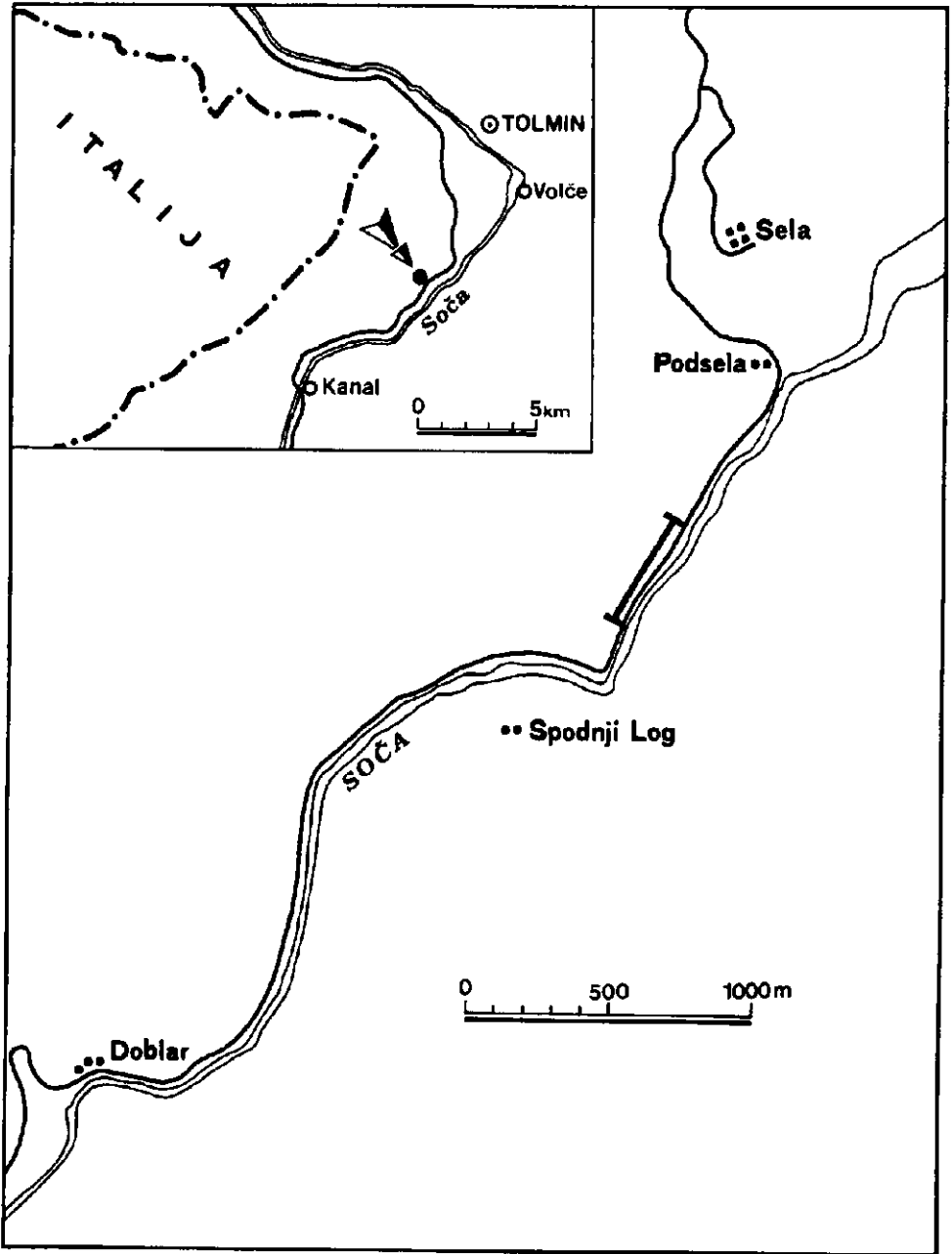
### Vsebina

Uvod . . . . .	125
Dosedanje raziskave . . . . .	127
Biostratigrafski razvoj volčanskega apnenca . . . . .	128
Sedimentologija volčanskega apnenca . . . . .	129
Geokemične preiskave . . . . .	138
Povzetek . . . . .	140
Zahvala . . . . .	141
On Lithology and Biostratigraphy of Volče Limestone . . . . .	148
Literatura . . . . .	150

### Uvod

Pri kartiranju lista Tolmin osnovne geološke karte smo natančno preučevali biostratigrafski in litološki razvoj ter lego volčanskega apnenca. Profili teh plasti niso kontinuirni, ker so tektonsko premaknjeni in ponekod pokriti. Poleg tega je volčanski apnenec tudi drobno naguban in se plasti iste starosti v profilu večkrat ponove. Vse to velja tudi za profil volčanskega apnenca v klasičnem nahajališču pri Volčah. Ustrezne profile smo našli ob cesti v dolini Idrijce med Dolenjo Trebušo in Slapom ob Idrijci, na pobočju Ponikvanske planote severno od Slapa ob Idrijci ter ob cesti med Podselom in Doblarjem v dolini Soče, ki smo ga detajlno kartirali.





Sl. 1. Lokacija profila Doblar

Fig. 1. Location map of the Doblar section

## Dosedanje raziskave

*Stanko Buser*

Ime volčanski apnenec je v geološko literaturo vpeljal D. Stur (1858) in je o njem poročal naslednje: »Od vrha Kuka prek Kamence, Volč, Mosta na Soči in Polja sledimo pas ploščastih laporastih sivih in rdečkastih apnencev, ki imajo ponekod strm vpad in so pri Modreju drobno nagubani«. V volčanskem apnencu Stur ni našel fosilnih ostankov; v spodnjo kredno — neokom ga je uvrstil po legi. Na njem leži povsod neskladovit in brečasto-konglomeratni apnenec, ki vsebuje kaprotine in nerineje.

F. Kossmat (1907) je označil vrhnji del apnenca, bogatega z roženci, kot volčanski apnenec in ga uvrstil v spodnjo kredno. Menil je, da leži ta apnenec kondordantno na jurskem skrilavcu. Imel ga je za ekvivalent apnenca biancone v Južnih Tirolah in Benečanskih Alpah. Volčanski apnenec in jurski apneneci predstavljajo enotno zaporedje skladov, ki ustrezajo Marinellijevim »calcarei selciferi« (po Kossmatu, 1907). Velik pomen volčanskega apnenca je v tem, da predstavlja mejo med dvema facialnima področjema jursko-krednih plasti. V spodnjo kredno je štel F. Kossmat volčanski apnenec šele v poznejših delih (F. Kossmat, 1908, 1909 in 1920).

Po izkopih številnih vojaških rovov v prvi svetovni vojni je A. Winkler (1921) podal več profilov volčanskega apnenca ter njegovega stika s starejšimi in mlajšimi plastmi. Mnenja je bil, da je volčanski apnenec spodnjekredni, ker prehaja v spodnjem delu postopoma v jurske plasti. Pri Volčah se na tem prehodu menjavajo rdečkasti in zelenkasti lapor ter ploščasti apnenec in breča. Po globigerinah v volčanskem apnencu je sodil, da gre za sediment globljega morja, vendar ne daleč od obale. Tudi pozneje je A. Winkler (1924) postavljaj volčanski apnenec v spodnjo kredno.

Na geološki karti lista Tolmin italijanske izdaje, sestavljene po podatkih R. Fabianija, F. Kossmata, P. Leonardija in A. Winklerja (1937) je volčanski apnenec tudi označen kot spodnjekredni.

R. Selli (1953) je prvi dokazal zgornjo kredno v Zgornjem Posočju na podlagi globotrunkan. Našel jih je v zelenkastem laporju, ki ga je uvrstil v albij in cenomanijski. V rdečem laporju, ki leži na zelenkastem, je tudi našel globotrunkane in ga uvrstil v zgornji cenomanijski, turonij in coniac. Po literaturnih podatkih pa je volčanski apnenec štel še vedno v spodnjo kredno.

V zgornjo kredno je postavila volčanski apnenec šele D. Nedela-Devidé (1957), ko je našla v zbruskih tega apnenca pri Modreju senonijske globotrunkane. Bogato zgornjekredno globotrunkansko favno je našla v laporju še na več krajih v dolini Soče. Na podlagi globotrunkan pri Modreju je ugotovila, da pripada volčanski apnenec santonu. Skoraj enako globotrunkansko združbo je našla v rdečem laporstem apnencu pri Bovcu, zato je sklepala, da sta nastali obe vrsti plasti istočasno.

Plasti neposredno pod volčanskim apnencem je M. Cousin (1970) na širšem območju Tolmina označil kot albijsko-cenomansko flišno formacijo, ki jo pokrivajo zgornjecenomanske plasti. Apnenec v menjavi z rdečim in zelenim laporjem pod volčanskim apnencem pa je uvrstil v turonij. Volčanski apnenec je imenoval kot formacijo Volče in menil, da njegova sedimentacija ni prekoračila santona.

V letu 1972 je izšla razprava M. Caronove in M. Cousina, ki predstavlja nadaljevanje Cousinovega dela iz leta 1970. Kredne plasti so opisane iz več profilov. Iz volčanske formacije sta avtorja določila številne globotrunkane iz zgornjega turonija, coniac in santona. Volčanski apnenec leži med dvema zaporedjema flišnih plasti in je nastal v času tektonsko relativno mirnega obdobja.

B. Ogorelec (1970) ter D. Kuščer, K. Grad, A. Nosan in B. Ogorelec (1974) so preučevali volčanski apnenec v okolici Drežnice. Menili so, da kaže ta apnenec, ki pripada turoniju in spodnjemu senoniju, s svojo ritmično sedimentacijo in postopno zrnavostjo vse znake apnenega flišnega razvoja. V bovški okolici se je usedala v času nastajanja volčanskega apnenca »scaglia«, kar dokazuje v obeh kameninah najdena foraminiferna favna.

### Biostratigrafski razvoj volčanskega apnenca

Ljudmila Šribar

Biostratigrafski razvoj volčanskega apnenca smo zaenkrat sestavili s pomočjo mikropaleontoloških raziskav dveh parcialnih profilov. Spodnji del razvoja predstavlja profil južno od Idrije pri Bači, zgornjega pa profil pri Doblarju v dolini Soče. V sestavljenem profilu ni večjih litoloških sprememb niti makrofosilnih ostankov, razen redkih fragmentov lupin mehkužcev. Zgornji del profila volčanskega apnenca, ki je zgornjesenonske starosti, vsebuje poleg foraminifer zlasti odlomke školjčnih lupin iz rodu *Inoceramus* sp. Odlomke ali pa samo značilne prizme *inoceramusov* smo našli v zbruskih (tabla 1, sl. 1).

#### Profil Idrija pri Bači

Starost volčanskega apnenca določajo vodilne vrste oziroma združbe pelagičnih globotrunkan. V spodnjem delu vsebuje volčanski apnenec globotrunkane, ki segajo delno še v zgornji turon ter so razširjene v coniacu in santonu. V profilu južno od Idrije pri Bači smo določili naslednje vrste:

- Globotruncana coronata* Bolli
- Globotruncana sigali* Reichel
- Globotruncana* cf. *schneegansi* Sigal
- Globotruncana carinata* Dalbiez
- Globotruncana* cf. *concovata* (Brotzen)
- Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny)
- Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau)

Naše raziskave spodnjega dela volčanskega apnenca se ne razlikujejo od določitev D. N. Devidé (1957), ki je po globotrunkanah postavila volčanski apnenec pri vasi Modrej v dolini Soče v spodnji senon, to je v santon. Tudi M. Caron in M. Cousin (1972) sta volčanski apnenec na več krajih uvrstila od zgornjega turona do coniac in santona.

*Profil Doblar*

Z detajlnimi mikropaleontološkimi in sedimentološkimi raziskavami doblarskega profila smo zajeli zgornji del volčanskega apnenca. Določili smo naslednje vrste globotruncan:

- Globotruncana arca* (Cushman)
- Globotruncana calcarata* Cushman
- Globotruncana conica* White
- Globotruncana* ex. gr. *stuartiformis*
- Globotruncana elevata elevata* (Brotzen)
- Globotruncana fornicata fornicata* Plummer
- Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny)
- Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau)
- Globotruncana ventricosa* White
- Globotruncana* sp.
- Heterohelix* sp.
- Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk)

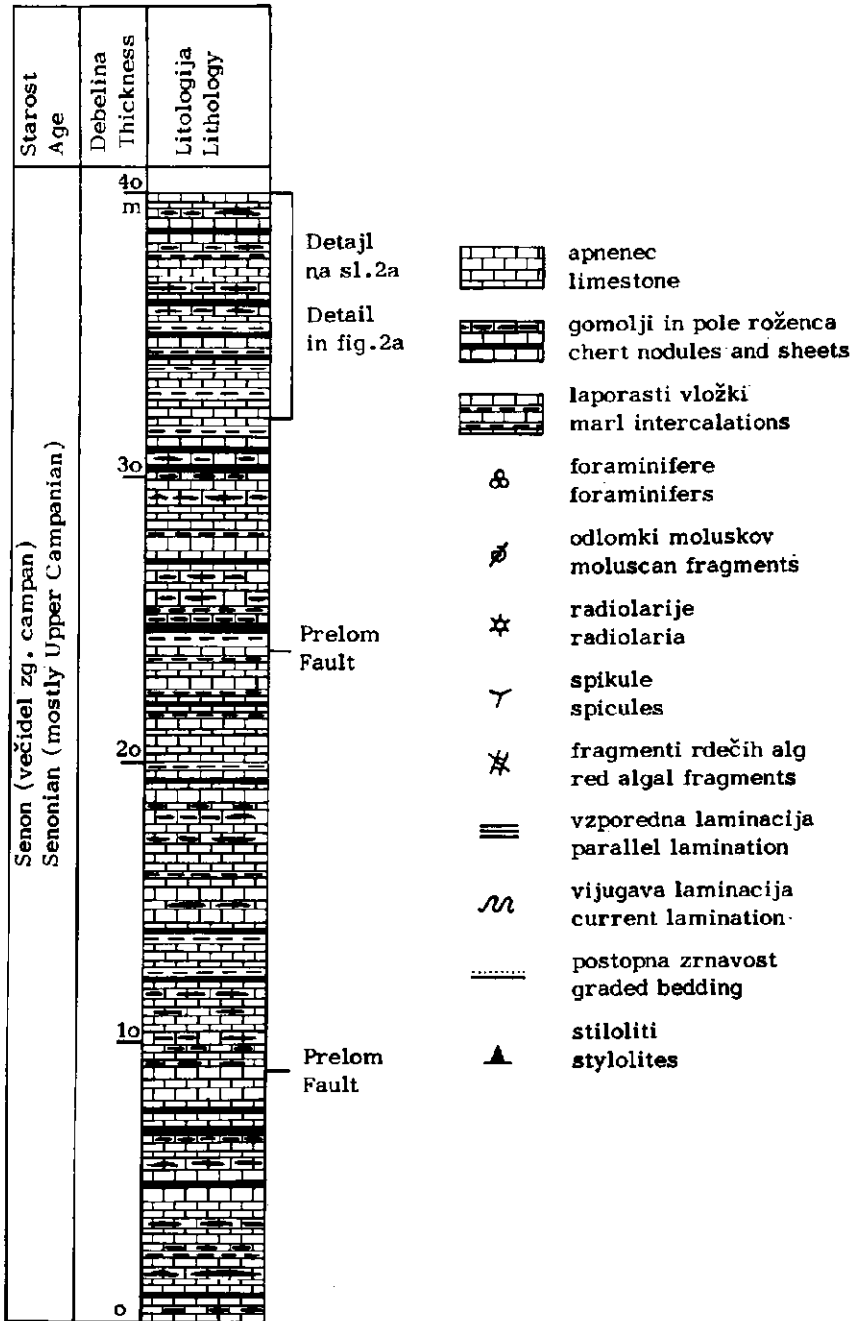
Naštete vrste kažejo na zgornjesenonsko starost (campan-maastricht). Fotografirali smo več značilnih presekov globotruncan iz profila pri Doblarju (tabla 1, sl. 2, 3; tabla 2, sl. 1, 2 in 3; tabla 3, sl. 1, 2 in 3).

Najznačilnejša vrsta z majhno vertikalno stratigrafsko razširjenostjo, ki nastopa v apnencu pri Doblarju, je *Globotruncana calcarata* Cushman. V raziskanih vzorcih je zelo pogostna. Po številnih avtorjih je omejena na zgornji campan. Doslej je niso našli še nikjer v plasteh, starejših od zgornjega campana. Številni primerki te vrste v celotnem profilu pri Doblarju kažejo, da je tu volčanski apnenec večidel zgornjecampanske starosti. Moramo pa omeniti, da so našli nekateri avtorji (J. Salaj & O. Samuel, 1966) to vrsto tudi še v plasteh maastrichta. Na campanmaastricht kažejo pri Doblarju vrste *Globotruncana conica* White, *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *Globotruncana* ex gr. *stuartiformis*, *Globotruncana arca* (Cushman) in *Globotruncana ventricosa* White. Večjo stratigrafsko razširjenost, in sicer celotni senon, obsegajo vrste *Globotruncana fornicata fornicata* Plummer, *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny) in *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau).

**Sedimentologija volčanskega apnenca**

*Bojan Ogorelec*

Celotnega zaporedja plasti volčanskega apnenca nismo našli nikjer na vsem območju, kjer je razširjen. Sestavili smo ga na podlagi dveh delnih profilov. Prvega smo posneli južno od Idrije pri Bači, drugega pa v dolini Soče pri Doblarju. Iz idrskega profila, debelega 150 m, je bilo mikropaleontološko preiskanih 22 vzorcev. Doblarski profil pa smo posneli v strmem cestnem useku (sl. 3 do 5) na dolžini 300 m. Profil je tu debel 40 m, a je dvakrat prekinjen s prelomom. Paleontološko je bilo preiskanih 29 vzorcev, 39 pa geokemično in sedimentološko. Volčanski apnenec je tanko plastovit ter vsebuje gomolje in pole roženca. Posamezne plasti so debele nekaj cm, največ 20 cm, povečini pa 5 do



Sl. 2. Litološke značilnosti volčanskega apnenca pri Doblarju

Fig. 2. Generalized section showing the lithological characteristic of the Volče limestone at Doblar in Soča Valley



Sl. 3. Volčanski apnenec ob cesti med Selom in Doblarjem

Fig. 3. Volče limestone along the route Selo—Doblar



Sl. 4. Menjavanje plasti kalkarenita in ploščastega mikritnega apnenca. Nekatere plasti vsebujejo gomolje roženca

Fig. 4. Alternation of calcarenite and platy micrite. Chert modules appear in some beds

Starost Age	Senon (zgornji kampan) Senonian (Upper Campanian)
Debelina Thickness	
Litologija Lithology	
Sedimentne teksture Sedimentary structures	
Fosili Fossils	
kalcirudit - calcirudite kalkarenit - calcarenite mikrit - micrite	
dobro - well srednje-moderately sorted slabo - poorly	
dobro - well srednje-moderately rounded slabo - poorly	
Sedimentacijsko okolje Sedimentary environment	<p>Globlje pelagično okolje, pogostna sedimentacija s turbiditnimi tokovi Deeper pelagic environment, turbidity currents are common</p>

Sl. 2 a. Detajl s slike 2 — Fig. 2 a. Detail from the fig. 2



Sl. 5. Pole roženca (svetli pasovi) v volčanskem apnencu  
 Fig. 5. Chert sheets (light coloured) in the Volče limestone

10 cm. Redke so vmesne laporaste lezike, debele do 0,5 cm. Značilni so stiloliti. Precej plasti kaže postopno zrnavost in ritmično zgradbo z lepimi prehodi drobnozrnatega kalcirudita v mikrit (sl. 6, 7 in 8). Tako lahko uvrščamo volčanski apnenec v alodapični apnenec, oziroma ga imamo za apneni turbidit. Razen postopne zrnavosti opazujemo v volčanskem apnencu tudi paralelno in vijugasto laminacijo.

V volčanskem apnencu ločimo tri litološko različne tipe apnenca: kalcirudit, kalkarenit in biomikrit. Kalcirudit je drobnozrnat, največkrat zrna v njem presežejo dveh centimetrov, večina zrn pa meri v premeru nekaj mm. Vsi preiskani vzorci so slabo sortirani in zrna so srednje dobro zaobljena. Po sestavi pripada največ zrn klastom biomikrita. Nekateri biomikritni klasti kažejo jasne robove in so dokaj dobro zaobljeni, drugi pa so bili v bazen prineseni in odloženi v stanju plastiklastov. To so bili kosi še ne popolnoma konsolidiranega karbonatnega blata, ki so se odtrgali od podlage, po kateri je drsel turbiditni plaz. Plastiklasti so sploščeni in so z daljšo osjo orientirani vzporedno s plastovitostjo kamenine. Njihovi robovi niso izraziti in se z mikritno osnovo navadno stapljajo. Klasti biomikrita so pravzaprav intraformacijska tvorba. Tak apnenec je nastal v notranjosti bazena z litifikacijo karbonatnega blata, v katerega so se usedale avtohtone pelagične foraminifere in radiolarije ter spikule.

Poleg intraklastov biomikrita so v kalciruditu številni odlomki školjčnih lupin in ploščic ehinodermov, redki pa so tudi fragmenti globotruncan. V enem vzorcu smo dobili tudi drobec rdeče alge. Med školjkami so razpoznavni odlomki rudistov, zelo številne pa so lupine inoceramusov (tabla 1, sl. 1; tabla 4, sl. 3). Bioklasti so različno zaobljeni; v splošnem velja, da so tem bolj zaobljeni, čim manjši so, kar je posledica daljšega transporta. Vezivo, oziroma osnova kalci-



rudita je povečini mikrit, ponekod pa opazujemo, predvsem na kontaktnih sparitnih bioklastov, mozaični kontakt zrn ter sintaksialni sparitni rob. Sintaksialni cement je najbolj izrazit ob robovih ploščic ehinodermov. Plasti s kalciruditom so v profilu najdebelejše in merijo 10 do 20 cm.

Kalcirudit prehaja postopno v kalkarenit, ki sestavlja tudi samostojne pole ali pa kaže prehod v mikrit. V primerjavi s kalciruditom je kalkarenit bolje sortiran in ima bolj zaobljena zrna. Tako sortiranost kot zaobljenost zrn sta srednje dobri do dobri. V kalkarenitu sparitna zrna nad mikritnimi prevladujejo. Izvora sparitnih zrn povečini ne moremo več ugotoviti, ker so zrna že predrobna. Dokaj pogostni so v kalkarenitu tudi drobci foraminifer, predvsem globotruncan. Vezivo je enako kot pri kalcirudit, mestoma pa tudi tu opazujemo sintaksialni rob (tabla 4, sl. 2, tabla 5, sl. 1 in 2).

Biomikrit je gost in ima v sestavi nad 98 % karbonata. Barve je enake kot sta kalkarenit in kalcirudit, svetlo sive ali svetlo olivno sive. Nekateri vzorci vsebujejo do 2 %  $\text{SiO}_2$ , povečini v obliki kalcedona v radiolarijah in spikulah. Poleg  $\text{SiO}_2$  je v netopnem ostanku še malo glinaste primesi. Delež mineralov glin tudi ne presega 2 % kamenine. Analiza netopnega ostanka mikritnega apnenca kaže poleg sledov  $\text{SiO}_2$  illit in klorit. Illit nad kloritom prevladuje.

Fosili v biomikritu so pelagične foraminifere, precej manj je radiolarij in spikul. Med foraminiferami prevladujejo globotrunkane nad globigerinami (tabla 5, sl. 3). Večinoma imajo lepo ohranjene cele skelete. Strukture radiolarij v zbruskah ni več videti, ali pa je le deloma opazna ob robovih. V nekaterih radiolarijah je kalcedon nadomeščen s kalcitom. Delež fosilov v biomikritu znaša nekaj odstotkov in 10 % le redko preseže. Tako spada biomikrit po D u n h a m o v i klasifikaciji (1962) v »mudstone«.

V biomikritu je pogostna drobna laminacija, pogojena z menjavanjem tankih lamin milimetrskih dimenzij zelo drobnega kalkarenita z laminami mikrita. Material za kalkarenit je bil prenesen z relativno počasnimi in mirnimi tokovi, ki niso povzročali turbulence. V nekaterih laminah so koncentrirane številne foraminifere, dokaj pogostne pa so tudi ploščice ehinodermov. Njihovo koncentracijo si lahko tolmačimo z zakasnelim usedanjem. V času podvodnih plazov so bili fosili odneseni skupaj z drugimi zrni v bazen, vendar pa so zaradi oblike zgradbe skeleta dalj časa lebdeli v suspenziji, predno so se usedli.

Sivi lapor, oziroma laporasti skrilavec se javlja poredko v lezikah, debelih do 0,5 cm. Dve analizi sta pokazali 62 in 68 % karbonata (kalcit) ter okrog 5 %  $\text{SiO}_2$ . Minerale glin sta illit in klorit; illit nad kloritom prevladuje.

V volčanskem apnencu so zelo pogostni stilolitni šivi. Opazujemo jih tako v mikritnem apnencu kot na kontaktnih med mikritom in kalkarenitom. Skoraj vedno so vzporedni s plastovitostjo kamenine. Stilolitni šivi, koničasti ali valoviti, kažejo na dokaj intenzivno raztapljanje apnenca med diagenozo.

Posebno značilen in zanimiv pojav v volčanskem apnencu so gomolji in pole roženca. Roženec je v kamenini dokaj enakomerno porazdeljen. Večina roženčevih gomoljev ima razmerje dimenzij 2 do 5 cm/10 do 30 cm. Z daljšo osjo so lečasti gomolji vedno orientirani vzporedno s plastovitostjo kamenine. Pole roženca so redkejši; ena pola približno na 2 do 3 m, debele pa so največ 10 cm. Le poredko ima roženec v plasteh obliko trakov, ki se med seboj prepletajo in dajejo kamenini lisast videz (sl. 9). Roženec je srednje siv in temno siv, ter je temnejši od prikamenine, le na preperelem površju je svetlejši. Kontakti



Sl. 6. Značilna plast volčanskega apnenca: med kalkarenitnim in mikritnim pasom je roženec, v katerem je še delno ohranjena laminirana tekstura. Naravna velikost

Fig. 6. Typical layer from the Volče limestone: Bedded chert in between calcarenite and micrite layers. Note the laminar structure of chert. Natural size



Sl. 7. Kalkarenit prehaja navzgor postopno v mikrit (alodapični apnenec). Vzporedno s plastovitostjo potekajo stilolitni šivi. Naravna velikost

Fig. 7. Calcarenite passing gradually into micrite (alodapic limestone). Stylolites parallel to the bedding. Natural size

roženca s prikamenino so ostri. Značilno je, da je roženec najbolj pogost v plašteh s postopno zrnavostjo in da nastopa v srednjem delu zaporedja, v kalkarenitu ali na kontaktu kalkarenita z mikritom. Koncentracijo kremenice ob teh kontaktih najlaže pojasnimo z zrnavostjo kamenine. Verjetno so bile plasti kalkarenita za mobilizacijo in koncentracijo  $\text{SiO}_2$  zaradi svoje poroznosti, oziroma prepustnosti, najbolj ugodne. Mikrit in kalcirudit sta bila za raztopine slabše prepustna. Kalcirudit ima namreč vezivo mikritno in je bil v primerjavi s kalkarenitom za raztopine manj ugoden.

Povečini sestoji roženec iz prozornega mikrokristalnega kremenca. Kalcedon je v podrejeni količini in ga opazujemo predvsem ob robovih vključkov ter v skeletih radiolarij. Redko je roženec čist, navadno vsebuje drobne, do 0,5 mm velike vključke kalcita. Vključki so še ne povsem silificirani ostanki prvotne kamenine, v nekaterih vzorcih pa opazujemo tudi avtogene romboedre sparita. Kalcitni romboedri imajo jasno euhedralno obliko in merijo 50 do  $200\mu$  (tabla 6, sl. 1). V enem od preiskanih vzorcev so nekatera kalcitna zrna popolnoma nadomeščena z mikrokristalnim kremenom, tako da je od prvotnih kalcitnih romboedrov ohranjena le še oblika.

Delež karbonata v rožencu niha od 9 do 26 %, kar kažejo geokemične in röntgenološke preiskave. Karbonatna zrna so razporejena dokaj enakomerno, nekoliko bolj so koncentrirana ob kontaktih roženca s prikamenino. Ob njih je roženec moten in vsebuje več karbonata, v rožencu pa je fino dispergirano. Geokemično in röntgensko smo analizirali srednji del roženca in njegov robni del. Našli smo 17 % kalcita v jedru in 44 % kalcita na robu, makroskopsko je ta rob videti kot 2 do 3 mm širok svetlo siv ali bel pas. Sorazmerne količini karbonata so tudi vsebnosti Mg, Sr, Fe in Mn, ki so v robnem delu roženca višje kot v sredini.

V nekaterih vzorcih roženca je prvotna tekstura kamenine še ohranjena; opazujemo lahko različne stopnje silifikacije. V več vzorcih je ohranjena še laminacija, kjer se menjavajo med seboj lamine prozornejšega in motnega roženca, ki vsebuje dispergirano karbonat ter drobna zrna kalcita. V enem od preiskanih vzorcev je prvotna struktura kamenine še toliko ohranjena, da razpoznamo posamezne skelete globotruncan, ploščice ehinodermov ter klaste in lupine inoceramusov (tabla 6, sl. 3). Osrednji deli nekaterih zrn so po mineralni sestavini še čisto kalcitni, robovi pa so silificirani. Vsa zrna kažejo tanek, okrog  $20\mu$  širok rob kalcedona. Vlakna kalcedona so orientirana pravokotno na površja zrn.

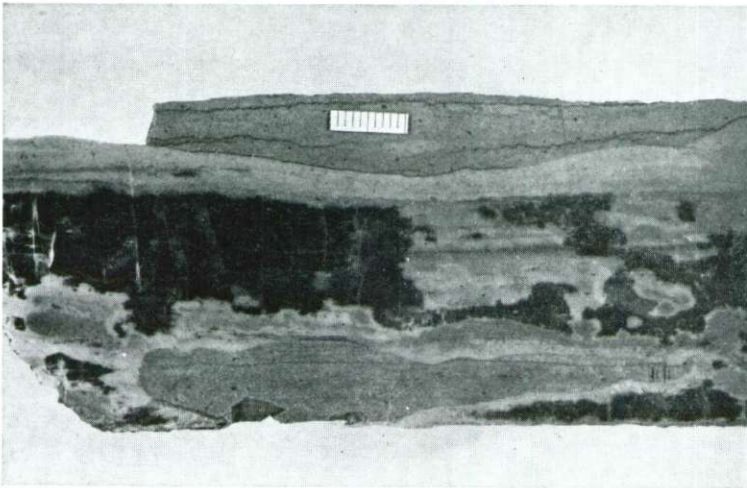
Zelo redke so v rožencu drobne konkracije s premerom 5 do 10 mm. V jedru je moten močno silificiran karbonat, zunanji plašč konkracije pa sestoji iz mikrokristalnega kalcita in prozornega sparita. Plašč (ovoj) je debel 300 do  $500\mu$ . Drobni romboedri sparita so koncentrirani ob zunanjem robu plašča, ob kontaktu s prozornim rožencem. V rožencu najdemo tudi radiolarije in spikule. Oboje lahko spoznamo le po njihovih zunanjih oblikah in v polarizirani svetlobi, ker sestojijo iz kalcedona, za razliko od mikrokristalnega kremenca, ki tvori osnovo (tabla 6, sl. 2). V enem izmed vzorcev roženca so radiolarije kalcitizirane in imajo iz kalcedona samo še tanek ovoj.

Od kod izvira prvotna kremenica in kateri procesi so odločilni za nastanek roženca, to sta še vedno glavni vprašanji raziskovalcev karbonatnih kamenin z roženci (npr. S. E. Calvert, 1974; W. W. Sherwood in drugi, 1972,



Sl. 8. Alodopični apnenec. Spodnji kontakt med mikritom in kalciruditom je oster. Naravna velikost

Fig. 8. Allodapic limestone showing a sharp contact of micrite and calcirudite. Natural size



Sl. 9. Roženec (temen) nastopa v mikritu v obliki lis. Svetli pasovi ob rožencu so le delno silificirani. Naravna velikost

Fig. 9. Highly irregular chert body in micrite. Partial silicification at chert contacts (light rims). Natural size

1974; T. A. Davies & P. R. Supko, 1973; U. von Rad & H. Rösch, 1974). Večina avtorjev je mnenja, da so kot vir kremenice daleč najvažnejši planktonski organizmi, ki grade svoje skelete iz opala (diatomeje, radiolarije,

silikoflagelata, spikule). Drugi vir pa so raztopljenja kremenica, vulkanski pepel in detritični kremen. Regionalni vulkanizem in raztapljanje vulkanskega stekla povzroča povečano koncentracijo  $\text{SiO}_2$  v okolju, kar je ugodno za povečanje planktonske produktivnosti. Nekaj kremenice se lahko sprošča tudi pri diagenezi zeolitov.

Nastanek roženca razlagajo danes v glavnem po dveh teorijah:

- a) teorijo »dozorevanja roženca« zagovarja večina avtorjev
- b) teorijo precipitacije kremenca pa zagovarja Lancelot (po W. W. Sherwoodu in drugih, 1974).

Vsebinska teorije dozorevanja rožencev je naslednja: Pri zgodnji diagenezi pride do raztapljanja biogenih skeletov, ki so iz opala; porne raztopine, bogate z raztopljeno kremenico, migrirajo vzdolž plastnic, razpok ter skozi pore. Kremenica se koncentrira in precipitira kot porcelanit z mineralom lussatitom (nizkotemperaturni kristobalit z neurejeno notranjo zgradbo kristalne mreže) v bolj prepustnih plasteh (peščeno-meljasta frakcija, kolikor ta obstoja). Kremenica migrira na razdalje nekaj cm do m. To je disolucijsko-reprecipitacijska reakcija in pri tej inverziji se ohranijo le zelo redki kremenasti skeleti organizmov. Reakcija poteka hitreje pri nizkem ali zmernem pH.

V pozni diagenezi preide lussatit v kriptokristalni in mikrokristalni kremen, ali v kalcedon. Sam mehanizem tega procesa je še sporen, verjetno pa nastaja v trdni fazi. Kremen je edina stabilna mineralna modifikacija v zrelem rožencu. Zrel roženec ni več porozen in v njem opazujemo le zelo redke biogene skelcte. Inverzija lussatita v kremen se prične v jedru roženca in se pomika navzven. Pri tem se nesilificirani ostanki (karbonati, minerali glin in drugo) prav tako premeščajo in se koncentrirajo ob robovih roženca, karbonati pa se delno izločajo tudi kot euhedralna zrna z obliko romboedrov v rožencu samem.

Na proces dozorevanja roženca vplivajo razni faktorji — temperatura, pritisk, pH in eH, delež tujih kationov, najvažnejši faktor pri normalnih pogojih pa je čas. Po U. von Radu in H. Röschu (1974) potrebuje roženec 70 do 90 milijonov let, da popolnoma dozori. Večji pritisk in višja temperatura (večja debelina sedimentov) ta proces lahko občutno skrajšata. Avtorja podajata recentni primer dozorevanja roženca v Atlantiku, kjer opazujeta vse prehodne faze od sedimentacije biogenih skeletov do pravega roženca: biogeni opal → polkonsolidirani porcelanit z ohranjenimi biogenimi skeleti → nezreli porcelanit z lussatitom → zrel kremenov roženec z uničenimi (raztopljenimi) fosili. Dozorevanje roženca napreduje s starostjo, oziroma z globino.

Po teoriji precipitacije kremenca naj bi kremen precipitiral direktno v čistih karbonatnih kameninah, v sedimentih, bogatih z minerali glin, pa naj bi se izločal kristobalit. Čas nastajanja roženca (zgodnja ali pozna diageneza) ni točno opredeljen in tudi izločanje kremenca še ni zadovoljivo pojasnjeno.

### Geokemične preiskave

*Bojan Ogorelec*

Geokemično smo s plamensko absorpcijsko metodo preiskali 39 vzorcev volčanskega apnenca, od tega 15 vzorcev mikrita, 8 kalkarenita, 4 kalcirudita ter 11 roženca. Vzorce za geokemične preiskave smo vzeli enakomerno po celot-

nem profilu Doblar in smo zajeli vse različne litološke tipe. Precej pozornosti smo posvetili tudi rožencu. V vzorcih smo določili Ca, Mg, Sr, Fe in Mn.

Rezultati kažejo dokaj enotne vrednosti posameznih elementov; koeficient odstopanja od srednjih vrednosti je sorazmerno nizek. Kalcij in magnezij sta v mejah, ki kažejo, da apnenec ni popolnoma čist. Odstotek Ca niha od 38,8 do 39,5 %, kar ustreza 98 do 99 % karbonata. V netopnem ostanku so kremen in minerali glin. Magnezij je v mejah od 0,2 do 0,4 %, kar ustreza apnencu z 1 do 2 mol %  $MgCO_3$ . Takšne količine Mg so v starejših apnencih morsklega porekla najbolj pogostne.

Preiskani vzorci roženca vsebujejo 3,7 do 10,5 % Ca, kar ustreza 9 do 26 % karbonata (kalcita). Magnezij je v rožencu v mejah od 200 do 500 ppm.

V tabeli 1 so podane srednje vrednosti Sr, Fe in Mn v različnih apnenca.

Tabela 1. Sledni elementi v različnih apnenca

Table 1. Trace elements sound in different limestone varieties

Kamenina Rock	Število vzorcev Number of samples	Sr ppm	Sr/Ca, 1000	Fe ppm	Mn ppm
mikrit micrite	15	640-1050	1,6-2,7	400-1100	140-270
kalkarenit calcarenite	8	540-750	1,4-1,9	410-840	140-270
kalcirudit calcirudite	4	610-690	1,5-1,8	560-800	140-220
roženec chert	11	90-300	1,7-3,3	130-370	10-50

Iz tabele 1 vidimo, da so srednje vrednosti posameznih elementov v vseh treh različnih apnenca istega velikostnega reda. Mikrit kaže za vse tri elemente najvišje vrednosti. To je najbolj opazno pri stronciju. Kalkarenit in kalcirudit ne kažeta geokemičnih razlik.

Vrednosti vseh treh slednih elementov v apnencu so precej visoke, kar je značilno za pelagične sedimente in globlje sedimentacijsko okolje. Dejstvo, da imata kalkarenit in kalcirudit nižje vrednosti od mikrita, si razlagamo z večjo količino glin v mikritu, deloma pa tudi zaradi zrn v kalkarenitu in kalciruditu. Izvorno področje teh zrn je šelf; za šelfni apnenec pa velja, da vsebuje manj slednih prvin. Za primerjavo navajamo informativne vrednosti koncentracij Sr, Fe in Mn iz apnenca šelfnega razvoja senonske starosti iz okolice Trnovega:

Sr ~ 400 ppm, Fe ~ 80 ppm in Mn ~ 20 ppm. Te vrednosti so bistveno nižje od koncentracije v volčanskem apnencu, in predvidevamo, da so s tega območja tudi prišli sparitni klasti.

Roženec kaže nizke koncentracije slednih prvin. Tudi zanj so koncentracije posameznih elementov podane v tabeli 1. Železo in mangan sta dokaj v sorazmerju s količino karbonata v rožencu, vrednosti stroncija pa so nekoliko višje. Značilen je koeficient Sr/Ca. 1000, ki znaša v povprečnem rožencu 2,70, doseže pa tudi 3,27 (pri apnencu 1,65 do 2,12). Višjo koncentracijo Sr si razlagamo z diagenozo. Ugotovljeno je (npr. E. Gawish & G. M. Friedmann, 1969; D. J. J. Kinsman, 1969), da se v apnencu, ki ima možnost prostega komuniciranja pornih vod, s časom količina Sr manjša. Ta proces poteka v času zgodnje diagenoze hitro, kasneje pa zelo počasi, oziroma preneha. Zato predvidevamo, da so bili kalcitni vključki pri silifikaciji ujeti v kremenico in so izgubili vsaj v večji meri kontakt s prikamenino. V čistem apnencu pa je potekal proces mobilizacije in zniževanja koncentracije Sr mnogo bolj nemoteno.

V vseh vzorcih, tako v apnencu kot v rožencu, je sorazmernost med Fe in Mn dokaj dobro izražena.

### Povzetek

Na podlagi laboratorijskih preiskav volčanskega apnenca v profilu pri Doblarju ter regionalnih in sedimentoloških raziskav v Zgornjem Posočju (B. Ogorelec, 1970; D. Kuščer in drugi, 1974) štejemo volčanski apnenec med karbonatni fliš (apneni turbidit), oziroma ga imamo lahko za alodapični apnenec.

V enoličnem tanko plastovitem zaporedju se menjavajo plasti mikrita, kalkarenita in kalcirudita. Zelo pogosto opazujemo postopno zrnavost in vzporedno laminacijo, redkeje pa vijugasto laminacijo. Kontakti intervalov postopne zrnavosti z intervali mikrita v podlagi so vedno ostri. Dokaj pogostni so v volčanskem apnencu tudi stilolitni šivi. Roženec nastopa v lečastih in redkih polah.

Kalcirudit je drobnozrnat, večja zrna dosežejo 2 cm. Sortiranost je slaba, zaobljenost pa slaba do zmerna. Del zrn je bil transportiran v bazen v obliki plastiklastov, ki so z daljšo osjo orientirani vzporedno s plastovitostjo. Po sestavi pripadajo zrna povečini mikritu in biomikritu. Poleg planktonskih foraminifer, med katerimi so daleč najštevilnejše globotrunkane, zasledimo še odlomke lupin inoceramusov ter posamezne drobce rudistov in ehinodermov.

Kalkarenit kaže v primerjavi s kalciruditom boljšo sortiranost in zaobljenost. Apnenec vsebuje nad 98 % karbonata. Netopnemu ostanku pripadajo kremenica in minerali glin, kjer prevladuje illit nad kloritom.

Gomolji in pole roženca so v kamenini razporejeni zelo enakomerno. Gomolji so povečini lečasti in dosežejo dolžino 30 cm. Roženec sestoji večidel iz mikrokristalnega kremenca, kalcedon opazujemo le ob robovih drobnih karbonatnih vključkov; delež teh vključkov v preiskanih vzorcih se giblje med 9 in 26 %. Zelo redki so v rožencu tudi kalcitni romboedri. Ponekod silifikacija kamenine ni popolna in je prvotna struktura še ohranjena. Izvor kremenice povezujeemo z radiolarijami in spikulami. Geokemično smo preiskali vse litološke tipe apnenca ter gomolje roženca. Apnenec vsebuje 1 do 2 mol %  $MgCO_3$  in 1 do 3 % netopnega ostanka. Mikrit vsebuje več Sr (okrog 800 ppm) kot kalkarenit

in kalcirudit (poprečno okrog 600 ppm). Vrednosti Fe in Mn so zelo enotne, glede na posamezni litološki tip kamenine (okrog 650 ppm Fe in 200 ppm Mn). Geokemične vrednosti slednih prvin v volčanskem apnencu so visoke v primerjavi z enako starim šelfnim apnencem na Trnovskem gozdu.

Okolje sedimentacije volčanskega apnenca je bilo globlje morje, oziroma jarek. Takšen ozek jarek je na območju Gornjega Posočja obstajal od triade vse do paleocena. M. Cousin (1970; M. Caron & M. Cousin, 1972) ga je poimenoval slovenski jarek. Z izrazom globlji mislimo nekaj tisoč metrov. Na globlje okolje sedimentacije volčanskega apnenca kažeta poleg razvoja apnenca tudi pelagična mikrofavna in pravi (peščeni) fliš v njegovi krovnini in talnini, ki imata značilnosti distalnega fliša. Turbiditni tokovi so nosili material za volčanski apnenec z juga. To sklepamo po številnih odlomkih školjčnih lupin in ploščic ehinodermov v kalciruditu, ki kažejo na izvorno področje plitvega šelfa. Tako okolje pa je v senonu obstajalo na območju južne Primorske. Med fragmenti školjčnih lupin najdemo drobce rudistov, zelo pogostni pa so odlomki lupin inceramusov. Podvodni plazovi so trgali tudi kose nekonsolidirane mikritne podlage, ki so se usedli v stanju plastiklastov. Volčanski apnenec je nastajal torej delno s turbiditnimi tokovi, vmesne pole mikrita pa so avtohton sediment s pelagično mikrofavno.

Smer transporta volčanskega apnenca s severa izključujemo, ker se je severno od tolminskega prostora odlagal istočasno z volčanskim apnencem rdeči mikritni apnenec z rožencem (scaglia), ki pa ne kaže znake flišnega razvoja.

Volčanski apnenec ne vsebuje pomembnih makrofosilnih ostankov, pač pa številne pelagične foraminifere. D. N. Davidé je prva pravilno določila njegovo zgornjekredno starost (1957). Pri vasi Modrej v dolini Soče ga je po globotrunkanah postavila v spodnji senon, to je v santon. Prejšnji raziskovalci so ga dolgo šteli v spodnjo kreda.

M. Caron in M. Cousin (1972) sta volčanski apnenec v dolinah Kneže, Zadlaščice in Tolminke uvrstila od zgornjega turona do santona in ga označila kot sediment relativno mirnega obdobja med dvema tektonsko bolj razgibanima dobama, ko se je sedimentiral peščeni fliš.

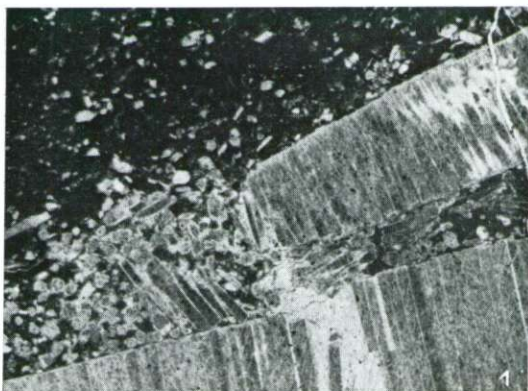
Po pelagičnih foraminiferah v idrijskem profilu sklepamo, da se je sedimentacija volčanskega apnenca pričela na prehodu zgornjega turona v coniac. Nadaljevala se je v santonu in po globotrunkanah, najdenih v doblarskem profilu, tudi v campanu. To kaže predvsem vrsta *Globotruncana calcarata* Cushman. Morda je sedimentacija segla celo v spodnji mastricht. Na volčanskem apnencu leži v profilu Doblar mastrichtska apnena breča.

#### Zahvala

Geokemično in rentgensko je vzorce volčanskega apnenca analiziral B. Ogorelec v Laboratoriju za sedimentologijo heidelberške univerze (Laboratorium für Sedimentforschung, Universität Heidelberg). Prof. dr. Germanu Müllerju in prof. dr. Petru Rotherju se zahvaljujemo za prijazno sodelovanje.



Tabla 1 — Plate 1



Sl. 1 — Fig. 1

*Inoceramus* sp.

Ostanki školjke v mikritnem apnencu. Zgornji campan. Profil Doblar. 16 ×

Shell fragments in the micritic limestone. Upper Campanian. Doblar section. 16 ×



Sl. 2 — Fig. 2

*Globotruncana calcarata* Cushman

Radialni presek. Zgornjecampane plasti v profilu Doblar. 66 ×

Radial section. From the Upper Campanian beds of the Doblar section. 66 ×



Sl. 3 — Fig. 3

*Globotruncana calcarata* Cushman*Globotruncana linneiana* linneiana (d'Orbigny)

Zgornjecampanški biomikritni apnenc. Profil Doblar. 66 ×

From the Upper Campanian biomicrotic limestone of the Doblar section. 66 ×

## Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 — Fig. 1

*Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau)

Zgornjecampanski biomikritni apnenec v profilu Doblar 66 ×.

Upper Campanian biomicritic limestone from the Doblar section. 66 ×



Sl. 2 — Fig. 2

*Globotruncana arca* (Cushman)

Zgornjecampanski biomikritni apnenec v profilu Doblar. 66 ×

Upper Campanian biomicritic limestone from the Doblar section. 66 ×



Sl. 3 — Fig. 3

*Globotruncana fornicata fornicata* Plummer

Zgornjecampanski biomikritni apnenec v profilu Doblar. 66 ×

Upper Campanian biomicritic limestone from the Doblar section. 66 ×



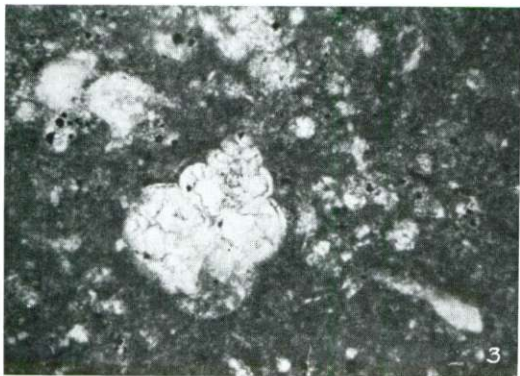
Tabla 3 — Plate 3



Sl. 1 — Fig. 1  
*Globotruncana conica* White  
 Biokalkarenit, campan-maast-  
 richt. Profil Doblar. 66 ×  
 Biocalcarenite, Campanian-  
 Maastrichtian. Doblar section.  
 66 ×



Sl. 2 — Fig. 2  
*Globotruncana ventricosa*  
 White  
 Biomikritni apnenec campan-  
 maastricht. Profil Doblar. 66 ×  
 Biomicritic limestone, Campa-  
 nian-Maastrichtian. Doblar  
 section. 66 ×



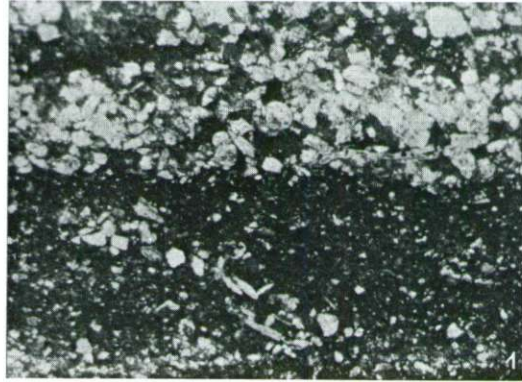
Sl. 3 — Fig. 3  
*Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk)  
 Zgornjesenonski biomikritni  
 apnenec. Profil Doblar. 66 ×  
 Upper Senonian biomicritic li-  
 mestone. Doblar section. 66 ×

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1 — Fig. 1

Oster kontakt kalkarenita in mikrita, ki vsebuje drobir pelagičnih foraminifer. 20 ×

Sharp contact of calcarenite and micrite including pelagic foraminiferal debris. 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Detajl vzorca s slike 1. Nekatera sparitna zrna se med seboj zajedajo (označeno s puščico). 40 ×

Sutured texture of calcarenite from the fig. 1 (arrow). 40 ×



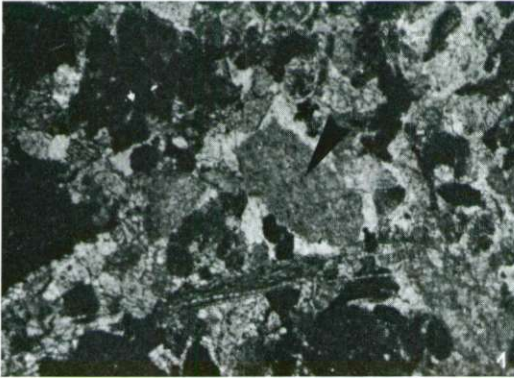
Sl. 3 — Fig. 3

Drobnozrnati calcirudit z odlomkom lupine *Innoceramusa*. Del lupine je že silificiran. 20 ×

Fine-grained calcirudite with a fragment of *Innoceramusa*. A part of the shell passed silicification. 20 ×



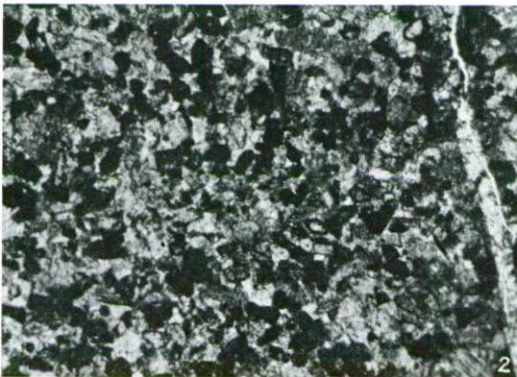
Tabla 5 — Plate 5



Sl. 1 — Fig. 1

Kalkarenit. Med klasti je ploščica ehinoderma (puščica), obdana s sintaksialnim cementom. 20 ×

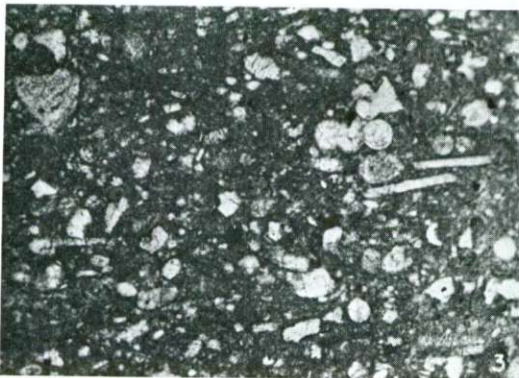
Calcarenite. Echinoderm plate (arrow) with syntaxial cement in between clasts. 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Enakomerno zrnati kalkarenit iz srednjega dela vzorca allodapičnega apnenca. 20 ×

Equigranular calcarenite from the middle part of allodapic limestone. 20 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Mikrit z drobirjem pelagičnih foraminifer, spikul in redkih odlomkov ploščic ehinodermov. 40 ×

Micrite including pelagic foraminiferal debris, spicules and fragments of echinoderm plates. 40 ×

## Tabla 6 — Plate 6

Sl. 1 — Fig. 1

Kontakt med rožencem in mikritom. V rožencu so številni, do  $200\ \mu$  veliki romboedri kalcita.  $20\times$

Contact of micritic limestone and chert nodule including calcite crystals.  $20\times$



Sl. 2 — Fig. 2

Detajl vzorca s slike 1. V rožencu je še ohranjen skelet radiolarije (puščica).  $40\times$

Detail from the figure 1. Radiolarian test is still preserved (arrow).  $30\times$



Sl. 3 — Fig. 3

Nepopolno silificiran kalkarenit iz srednjega dela alodopičnega apnenca; kalcitu pripadajo le še osrednji deli biogenih fragmentov. Vsa zrna imajo okrog  $50\ \mu$  širok rob iz kalcedona.  $20\times$

Partly silicified calcarenite from the middle part of alodapic limestone. Calcite is preserved only in central part of bioclasts, overgrown, with about  $50\ \mu$  wide chalcedony rim.  $20\times$



## On Lithology and Biostratigraphy of Volče Limestone

Bojan Ogorelec, Ljudmila Šribar, and Stanko Buser  
Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Two partial sections of the Volče Limestone are shown. The first one is from Idrija pri Bači and represents the lower part of the Volče formation. The second one is from Dobljar in the Soča Valley where the upper part of the Volče sequence is well exposed. The limestone is thin bedded and abundant in chert and stylolites. The limestone consists of calcirudite, calcarenite, and micrite. The calcirudite layers show a graded bedding and alternate rhythmically with calcarenite and micrite beds. The samples from Idrija pri Bači are characterized by the pelagic globotruncanas extending from Upper Turonian over Coniacian to Santonian. The Dobljar section abounds, however, in Campanian-Maastrichtian forms; the most characteristic is *Globotruncana calcarata* Cushman. The pelagic microfauna indicates a rather deep sedimentary facies, but a part of the Volče limestone is inferred to have been deposited from turbidity currents as shown by the graded bedding and moderate sorting.

The stratigraphic sequence of the Volče limestone has been reconstructed by micropaleontological examination of two partial sections. The first one is situated at Idrija pri Bači and represents the lower part of the Volče formation as indicated by the following globotruncanas: *Globotruncana coronata* Bolli, *G. sigali* Reichel, *G. cf. schneegansi* Sigal, *G. carinata* Dalbiez, *G. cf. concavata* (Brotzen), *G. linneiana linneiana* (d'Orbigny), *G. linneiana tricarinata* (Quereau).

The vertical distribution of the microfauna mentioned above extends from the Upper Turonian over Coniacian to Santonian.

From the second section, situated at Dobljar, however Upper Senonian (Campanian-Maastrichtian) pelagic foraminifers have been determined: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. calcarata* Cushman, *G. conica* White, *G. ex. gr. stuartiformis*, *G. elevata elevata* (Brotzen), *G. fornicata fornicata* Plummer, *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. linneiana tricarinata* (Quereau), *G. ventricosa* White, *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk). The most important form is the Upper Campanian *Globotruncana calcarata* Cushman. According to its vertical distribution the beds of the Dobljar section are mostly of the Upper Campanian age.

The Volče limestone is thin bedded, gray in colour, and abundant in chert nodules and sheets. The calcareous beds, up to 20 cm thick, consists of calcirudite, calcarenite, and micrite varieties. The bedding planes are characterized by stylolites, resembling sutures in cross sections. Rare marly intercalations do not exceed 0,5 cm in thickness (fig. 2 to 9).

The calcirudite shows graded bedding and alternates rhythmically with calcarenite and micrite layers. The lithological composition and sedimentological structures of some parts of the Volče limestone point to allodapic limestone or calcareous turbidite.

The calcirudite is fine grained; the largest clasts reach about 2 cm. The sorting is very bad, the roundness bad to moderately well. A part of grains has been transported as plastic clasts into basin. Their long axes are parallel with the bedding. The clasts consists mostly of micritic and biomicritic limestone. Beside the planctonic foraminifers, mostly globotruncanas, *Inoceramus* shell debris (plate 4, fig. 3), rudist fragments and echinoid plates (plate 5, fig. 1) were observed. The matrix of calcirudite is micritic, partly sparry calcite (diagenetic altered micrite).

The calcarenite is moderately to well sorted and rounded (plate 4, fig. 2). The biomicrite (plate 5, fig. 3) is compact and contains over 98 % carbonate. The rest belongs to chalcedony and to clay minerals (illite and chlorite). Fossils are nearly all pelagic foraminifers, mostly globotruncanas with well preserved skeletons. Fossils reach usually a few per cent, and do not exceed 10 %. In some samples of biomicrite fine parallel lamination is observed. Marly intercalations in between limestone contain up to 70 % calcite and up to 5 % SiO<sub>2</sub>. Among clay minerals illite prevails over chlorite.

A very common characteristic of the Volče limestone are stylolites, usually seen as sutures in cross section and occurring parallel to the bedding. Chert nodules and sheets occur rather regularly distributed through the Volče limestone beds. The nodules of ellipsoid contours are marked by a darker colour than limestone. Sheet-like and irregular chert bodies occur less commonly.

The chert nodules consists dominantly of microcrystalline quartz. Chalcedony rims were observed on calcite inclusion within chert nodules and in some radiolarian skeletons. The calcite inclusions within chert nodules are up to 0,5 mm in diameter. Their amounts vary from 9 to 20 % (11 samples measured). Some rhombohedrons of the late diagenetic stage are also present (plate 6, fig. 1). Different degrees of silification are observed, and in some chert nodules the original texture can still be noticed (plate 6, fig. 3). The origin of silica is believed to be from radiolarian skeletons and spiculas, which are still present undissolved in some chert nodules (plate 6, fig. 2).

The geochemical study involved 39 samples from different limestone varieties and chert nodules. Ca and Mg data show low Mg-calcite with 1 to 2 mol % MgCO<sub>3</sub> and 1 to 3 % residue. Sr, Fe and Mn contents are shown in table 1. Micrite is more abundant in strontium (about 800 ppm Sr) compared with calcirudite and calcarenite (600 ppm Sr average) the coefficient Sr/Ca. 1000 varies from 1,7 to 2,1. The iron and manganese contents are very uniform in different limestone types (about 650 ppm Fe and 200 ppm Mn).

The chert nodules show the following geochemical features: Sr 90 to 130 ppm, Fe 130 to 370 ppm, and Mn 10 to 50 ppm. The geochemical values of



the Volče limestone are higher compared with the shell limestone of the same age southwards in Trnovo Forest (Sr 2 times, Fe and Mn about 10 times).

The sedimentological environment of the Volče limestone was a marginal part of a deeper basin, where autochthonous pelagic sedimentation was often disturbed by turbidity currents. The transports direction is, after paleogeographical investigations concluded, to be from the south.

#### Acknowledgments

The geochemical and X-ray analyses of the Volče limestone specimens were carried out by B. Ogorelec at the Sedimentological Laboratory of the Heidelberg University (Laboratorium für Sedimentforschung, Universität Heidelberg). It is a pleasure to record our grateful thanks for the kindness given by Mr. Professor Dr. German Müller and Mr. Professor Dr. Peter Rothe.

#### Literatura

Caron, M., Cousin, M. 1972, Le sillon slovène: les formations terrigènes crétacées des unités externes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale). B.S.G.F., (7), 14, p. 34—45, Paris.

Calvert, S. E. 1974, Deposition and diagenesis of silica in marine sediments; v Hsü K. J. & Jenkyns H. G. (Editors); Pelagic Sediments: On Land and under the Sea. Blackwell Sci. Publ., p. 273—299, Oxford.

Cousin, M. 1970, Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. B.S.G.F., (7), 12, no. 6, p. 1034—1047, Paris.

Davies, T. A. & Supko, P. R. 1973, Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep-sea drilling. Jour. Sed. Petrology, Vol. 43, p. 381—390. Tulsa.

Dunham, R. J. 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. v Ham W. E. (Editor) — Classification of carbonate rocks — a symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1, p. 108—121, Tulsa.

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

Fabiani, R., Kossmat, F., Leonardi, P. & Winkler, A. 1937, Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Tolmino 1 : 100 000. Magistrato alle Acque. Padova.

Gawish, E. & Friedman, G. M. 1969, Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale. Jour. Sed. Petrology, Vol. 39, No. 3, p. 980—1008, Tulsa.

Hinte, J. 1963, Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). Jb. geol. B. A. Sondb. 8, Utrecht.

Kinsman, D. J. J. 1969, Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentrations in Carbonate minerals and rocks. Jour. Sed. Petrology, Vol. 39, p. 486—508, Tulsa.

Kossmat, F. 1907, Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Anschlusslinie. Denkschr. math.-naturw. Kl. Akad. Wiss. 82, p. 1—102, Wien.

Kossmat, F. 1908, Beobachtungen über den Gebirgsbau des mittleren Isonzogebietes. Verhandl. geol. R. A., p. 69—84, Wien.

Kossmat, F. 1909, Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verhandl. geol. R. A., p. 85—124, Wien.

Kossmat, F. 1920, Spezialkarte des Österreichungarischen Monarchie Blatt Tolmein 1 : 75 000. Geol. Staatsanst., Wien.

Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974, Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. Geologija, 17, p. 425—476. Ljubljana.

Loeblich, A., and Tappan, H. 1964, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Geological Society of America, University of Kansas Press.

Meischner, K. D. 1964, Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. v Bouma A.H. & Brouwer A. (Editors): Turbidites; Developments in Sedimentology 3, p. 156—192, Amsterdam.

Nedéla-Devidé, D. 1957, Značenje globotruncanida za rješavanje nekih stratigrafskih problema u Jugoslaviji. II. kongres geologa Jugoslavije. Savez geol. društava FNRJ, p. 134—154, Sarajevo.

Ogorelec, B. 1970, Kredni fliš Gornjega Posočja. Diplomsko delo, FNT univerza, Ljubljana.

Postuma, J. A. 1971, Manual of planktonic foraminifera. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.

Salaj, J. & Samuel, O. 1966, Foraminifera der Westkarpaten — Kreide, Bratislava.

Selli, R. 1953, La geologica dell' alto bacino dell' Isonzo (Stratigrafia e tettonica). Giorn. di Geol. Ser. 2a, Vol. 19, Bologna.

Sherwood, W. W., Bennet, F. B. & Weaver, F. M. 1972, Chemically Precipitated Sedimentary Cristobalite and the Origin of Chert. Eclogae geol. Helv., Vol. 65/1, p. 157—163, Basel.

Sherwood, W. W., Wise, J. R. & Weaver, F. M. 1974, Chertification of oceanic sediments. v Hsü K. J. & Jenkyns H. C. (Editors); Pelagic sediments: on Land and under the Sea. Blackwell Sci. Publ., p. 301—326, Oxford.

Stur, D. 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebungen von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. Jb. geol. R. A., p. 324—366, Wien.

Von Rad, U. & Rösch, H. 1974, Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central Atlantic. v Hsü, K. J. & Jenkyns H. C. (Editors); Pelagic Sediments: on Land and under the Sea. Blackwell Sci Publ., p. 327—347, Oxford.

Winkler, A. 1921, Das mittlere Isonzogebiet. Jb. geol. Staatsanst. Bd. 68, p. 11—124, Wien.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 16, p. 2—272, Wien.

## Karavanški tonalit

*Ernest Faninger*

Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Karavanška magmatska cona je nastala v dveh časovno ločenih magmatizmih. Globočnine granitnega pasu so variscijske, tonalit pa je mlajši in bi mogel biti alpidski; njegova paralelna tekstura je posledica usmerjenega pritiska med strjevanjem magme. Na različen izvor kamenin dveh magmatskih pasov kažejo modalna in kemična sestava, struktura in tekstura ter podatki o določitvi njihove starosti po radiometričnih metodah.

### Vsebina

1. Uvod . . . . .	154
2. Geologija Karavank . . . . .	154
3. Dosedanje raziskave . . . . .	156
4. Starost globočnin karavanške magmatske cone . . . . .	158
5. Karavanški tonalit . . . . .	158
5.1. Tekstura . . . . .	158
5.2. Kemična sestava . . . . .	159
5.3. Klasifikacija . . . . .	159
5.4. Aplit . . . . .	159
5.5. Melanokratni vključki . . . . .	160
5.6. Nastanek . . . . .	160
6. Karavanški granit in genetsko sorodne kamenine . . . . .	160
7. Razmerje med karavanškim tonalitom in granitom . . . . .	163
8. Določitev starosti globočnin po radiometričnih metodah . . . . .	163
9. Pohorski tonalit . . . . .	163
10. Medsebojna primerjava karavanškega in pohorskega tonalita . . . . .	167
11. Primerjava slednih prvin . . . . .	167
12. Povzetek . . . . .	167
13. Zahvala . . . . .	173
Literatura . . . . .	208

## 1. Uvod

Od Železne Kaple mimo Črne na Koroškem se proti vzhodu do Plešivca razteza karavanška magmatska cona. Sestoji iz dveh pasov, ločenih s kontaktno metamorfoziranim filitom. Južni pas je tonalitni, severni pa sestoji iz granita, monzonitnega diorita in gabra, vendar ga imenujemo granitni pas, ker granit v njem prevladuje.

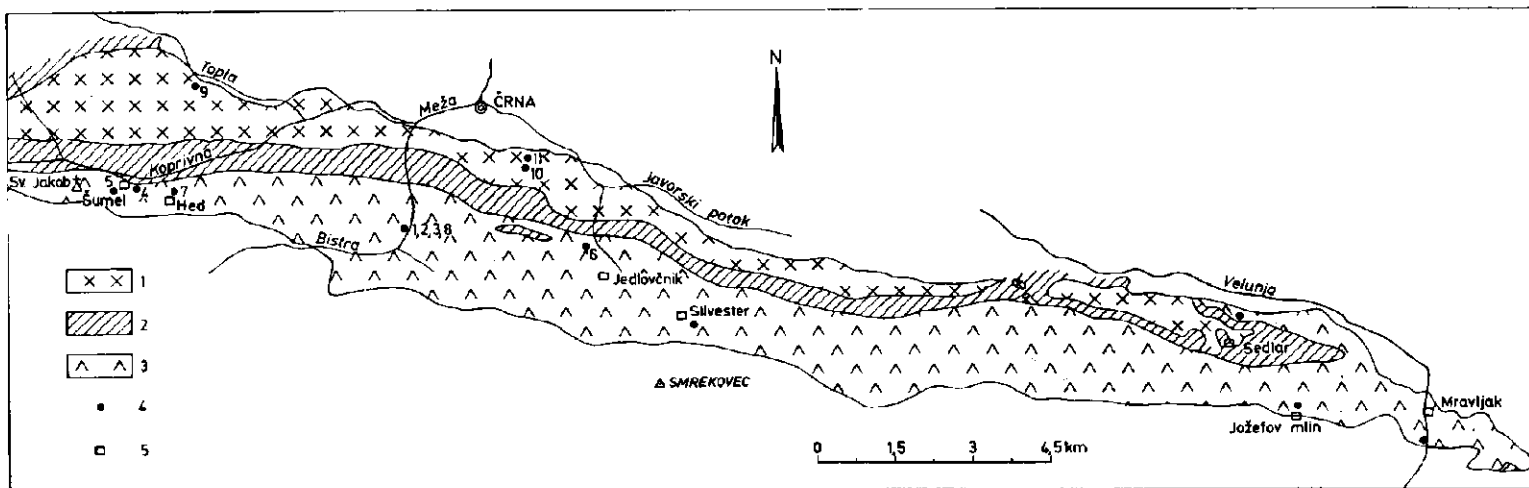
Namen našega dela je petrološko obdelati karavanški tonalit. Preučili smo njegovo teksturo in strukturo, modalno in kemično sestavo, vključno sledne prvine, ter ga klasificirali po sodobnem sistemu. Preiskali smo žilne diferenciate in melanokratne vključke v tonalitu. Obravnavali smo genezo karavanškega tonalita ter njegovo razmerje do globočnin granitnega pasu in do pohorskega tonalita. Skušali smo določiti še starost karavanških globočnin in smo pri tem upoštevali tudi rezultate radiometričnih metod.

## 2. Geologija Karavank

Karavanke so mlado gorovje, nagubano v terciarju. Višji grebeni sestoje v glavnem iz triadnih apnencev in dolomitov, v podlagi pa prihajajo na dan paleozojski skladi. Staropaleozojski štalenskogorski skladi v okolici Črne na Koroškem vsebujejo vložke diabaza, medtem ko so v južnem delu Karavank pogosti izdanki triadnega kremenovega keratofirja in kremenovega porfirita. Predvsem pa moramo omeniti v alpski smeri potekajočo karavanško magmatsko cono z njenim tonalitnim in granitnim pasom, ki se začne nekako pri Železni Kapli na Koroškem in sega do Plešivca nad Velenjem, kjer jo prekrivajo terciarne usedline (sl. 1). Majhen izdanek karavanškega tonalita se pojavi še dlje proti vzhodu v Trebuhinji nad Vitanjem (F. Teller, 1896, str.20), proti zahodu pa pri Žužalčah južno od Beljaka (C. Exner, 1972, str. 10).

Karavanška magmatska cona leži ob veliki tektonski črti periadriatskega šiva. Ob njej je v velikem loku od Adamella na zahodu pa do Pohorja na vzhodu prišlo do mogočnih intruzij večidel tonalitne in granodioritne sestave, v manjši meri s kremenico bogatejših in bolj mafičnih kamenin. W. Salomon (1897) meni, da so intruzije nastale zaradi istih vzrokov in približno istočasno, zato jih združuje v poseben, tako imenovani periadriatski niz.

Prvotno so mislili, da so periadriatske globočnine mlade, se pravi alpidске. Geološke raziskave so namreč pokazale, da je moralo priti do intruzije adamelskega tonalita med zgornjo kredo in sredino terciarja (H. P. Cornelius, 1928). Kasneje so radiometrično določili starost adamelskih globočnin med 31 in 45 milijoni let (E. Callegari — G. Dal Piaz, 1973, str. 32), kar potrjuje terciarno starost adamelskega tonalita. Toda v novejšem času so med periadriatskimi globočninami našli v briksenškem masivu tudi kamenine variscične starosti (S. Borsi, A. Del Moro & G. Ferrara, 1972). Periadriatske globočnine so torej nastale delno v zvezi z variscično, delno pa kasneje v zvezi z alpidsko orogenezo. To velja tudi za karavanške globočnine, kar bi bilo treba potrditi z določitvijo starosti po radiometričnih metodah.



Sl. 1. Karavanška magmatska cona  
 Abb. 1. Die Karawanken-Aufbruchzone

- |                             |  |                               |
|-----------------------------|--|-------------------------------|
| 1 Granitni pas<br>Granitzug | 2 Kontaktno metamorfoziran filit<br>Kontaktmetamorphosierter Phyllit | 3 Tonalitni pas<br>Tonalitzug |
|-----------------------------|--|-------------------------------|
- 4 Kraj vzorčevanja. S številkami so označeni vzorci, navedeni v tabeli 1  
 Probestellen. Die in der Tabelle 1 angeführten Proben sind entsprechend nummeriert.
- 5 Kmetije, navedene v tekstu v zvezi z vzorčevanjem.  
 Die im Text im Zusammenhang mit den Probenahmen erwähnten Bauernhöfe

Skica je narisana na podlagi Tellerjeve (1898) geološke karte in korigirana po Isailoviću in Miličeviću (1964).

Die Skizze ist nach Teller (1898) abgefaßt und nach Isailović und Miličević (1964) korrigiert.

### 3. Dosedanje raziskave

Petrografsko so karavanško magmatsko cono raziskovali H. W. Graber (1897, 1929), L. Dolar-Mantuani (1935, str. 133), E. Faninger (1970, str. 58—59) in C. Exner (1972). Dosedanje raziskave so pokazale, da sestoji južni pas karavanške magmatske cone iz tonalita, ki ga zaradi paralelne teksture imenujemo tudi gnajnski tonalit odnosno tonaltni gnajs. Globočnine severnega pasu ne kažejo paralelne teksture. Med njimi prevladuje granit, ki je ponekod porfiroidno razvit. Po raziskavah C. Exnerja (1972, str. 104) so z granitom v genetski zvezi gabro, diorit, granodiorit in aplitno pegmatitne žilnine.

Geološko je karavanško magmatsko cono preiskal F. Teller (1896, str. 32), ki sicer ni mogel določiti starosti tamkajšnjih intruzij, trdil je le, da mora biti granit mlajši od »tonalita s paralelno strukturo«. Tudi po H. W. Graberju (1929, str. 48) je karavanški granit mlajši od tonalita; tonalit naj bi bil permokarbonski, granit pa postpermski, oziroma predmiocenski. Tudi po C. Exnerju (1972, str. 103) je granit mlajši od tonalita. Že A. Zorc (1955, str. 28) pa je računl z možnostjo, da je karavanški granit variscijske, tonalit pa alpidске starosti. Da je tonalit dejansko mlajši od granita, sta na področju Raven nad Šoštanjem ugotovila S. Isailović, in M. Miličević (1964, str. 21). Enakega mišljenja je J. Štručl (1970, str. 6).

### 4. Starost globočnin karavanške magmatske cone

Pri določevanju starosti karavanških intruzij moramo upoštevati naslednje:

1. Na severu meji karavanška magmatska cona s svojim granitnim pasom na triadne sklade in na staropaleozojsko štalenskogorsko serijo, ki jo sestavljajo glinasti skrilavci z vložki diabaza. Po G. Riehl-Herwischu (1970) pripada večji del štalenskogorske serije ordoviciju. Meja je povsod tektonska. Upoštevati je treba, da je granit kontaktno metamorfiziral štalenskogorsko serijo, v triadnih kameninah pa ni videti sledov kontaktne metamorfoze (A. Zorc, 1955, str. 28; C. Exner, 1972, str. 64 in 98). Potemtakem mora biti karavanški granit vsaj nekoliko mlajši od štalenskogorske serije, in kot je sklepal A. Zorc (1955, str. 28), tudi starejši od triade, torej variscijske starosti.

2. Karavanški granit je ob svoji južni meji kontaktno metamorfiziral filit, ki ga loči od tonalita. Enaka metamorfna kamenina se nahaja tudi ob severnem kontaktu z granitom med Koprivno in Toplo (sl. 1). Izvor filita si raziskovalci Karavank različno razlagajo. H. W. Graber (1929, str. 48) mu je pripisal zgornjekarbonsko starost, F. Kahler (1953, str. 14) ga je primerjal s staropaleozojsko štalenskogorsko serijo v Celovski kotlini, medtem ko je menil C. Exner (1970, str. 103—104), da je skrilavec retrogradno metamorfizirana mezoconarna regionalno metamorfna kamenina, ki jo je zato označil kot filonit. Vsekakor gre za slabo metamorfiziran skrilavec, v katerem se je zato pozneje, med intruzijo granitne magme, tem bolj uveljavila kontaktna metamorfoza. Če upoštevamo le novejšo literaturo, se nam zato zdi F. Kahlerjeva (1953, str. 14) razlaga še najverjetnejša. Tako nam torej tudi kontaktno metamorfizirani

filit potrjuje, da mora biti karavanški granit vsaj nekoliko mlajši od staropaleozojske štalenskogorske serije.

3. Po F. Tellerju (1896, str. 31) je tonalitna magma prodrla v sklade, ki jih v našem delu označujemo kot kontaktno metamorfoziran filit. Tonalit mora biti torej mlajši od filita, kar potrjujejo tudi apofize tonalita v filitu (H. W. Graber, 1929, str. 44; S. Isailović in Miličević, 1964, str. 5—6).

4. Na jugu meji karavanški tonalit na triadne sklade in na smrekovski anezit, toda ker je meja povsod tektonska (A. Hinterlechner-Ravnik in M. Pleničar, 1967, str. 224; I. Stručl, 1970, str. 6; E. Faninger, 1970, str. 7; C. Exner, 1972, str. 9), ne pride v poštev za določevanje spodnje meje intervala, v katerem je prišlo do intruzije tonalitne magme.

Potemtakem predstavlja spodnjo mejo intruzije karavanškega tonalita kontaktno metamorfoziran filit, ki je po F. Kahlerju (1953, str. 14) ekvivalent staropaleozojske štalenskogorske serije.

5. Prodniki karavanškega tonalita in granita se pojavljajo v terciarnih usedlinah okolice Hude luknje (E. Faninger, 1970, str. 58), ki jih je F. Teller (1896, str. 77) štel v zgornji del soteških skladov. Ker pripadajo po D. Kuščerju (1967, str. 68) soteški skladi srednjemu oligocenu, bi morale biti karavanške intruzije vsaj nekoliko starejše od srednjega oligocena. Po najnovejših ugotovitvah predstavljajo terciarne usedline s prodniki karavanškega tonalita in granita ob Velunji in pri Hudi luknji ob Paki ekvivalent helvetskih ivniških skladov (P. Mioč, osebno sporočilo), ki jih je K. Kollmann (1964, tabla 3) uvrstil v srednji miocen.

Globočnine karavanške magmatske cone morajo torej biti mlajše od staropaleozojske štalenskogorske serije in starejše od srednjemiocenskih usedlin ob Velunji in Paki. Interval je torej tako velik, da bi lahko bile vse karavanške globočnine tako variscične kot tudi alpidске starosti. Vendar je bolj verjetno, kot smo že omenili, da so globočnine granitnega pasu variscične. S tem se seveda pojavi vprašanje, ali izvirajo globočnine obeh pasov karavanške magmatske cone iz enega samega ali pa iz dveh različnih magmatizmov. V drugem primeru se bomo tudi vprašali, kateri je starejši.

Že C. Exner (1972, str. 104) je ugotovil, da so nastale globočnine granitnega pasu karavanške magmatske cone, torej gabro, diorit, granodiorit in granit z magmatsko diferenciacijo. Odprto pa je ostalo vprašanje, ali je nastal v istem magmatizmu tudi tonalit. V nadaljnjem tekstu bomo dokazali, da je karavanška magmatska cona rezultat dveh časovno ločenih magmatskih procesov; v enem so nastale globočnine granitnega pasu, v drugem pa tonalit.

Od F. Tellerja (1896, str. 31) naprej vemo, da je tonalitna magma prodrla v filit, ki tako tvori pokrov tonalitni intruziji. Kasneje je bil pokrov delno erodiran, delno pa tonalit narinjen na filit (C. Exner, 1972, str. 9). Takšne so razmere v zahodnem in srednjem delu karavanške cone. V njenem vzhodnem delu pa najdemo na področju ravenske občine nad Šoštanjem še velike grude kontaktno metamorfoziranega filita v tonalitu. Značilno je tudi, da se na tem območju granit pojavlja le v filitu, nikjer pa ne prodre tonalita. Torej je moral granit prej prodrati v filit, ga kontaktno metamorfozirati, in šele potem je prišlo do intruzije tonalitne magme. Zato se strinjamo s S. Isailovićem in M. Miličevićem (1964, str. 21), da je tonalit mlajši od granita.

## 5. Karavanški tonalit

Južni pas karavanške magmatske cone sestoji iz srednjezrnate do debelozrnate globočnine s paralelno teksturo (tabla 1, sl. 1). Njene glavne sestavine so plagioklazi, kremen, biotit in rogovača. V manjših količinah vsebuje ortoklaz, klorit, epidot, sfen in apatit ter od neprosojnih mineralov magnetit, titanomagnetit, pirit, ilmenit in levkoksen. Velikost neprosojnih mineralov se giblje med 0,02 in 0,2 mm. Magnetit v rogovači je starejši od rogovače; ilmenit vsebuje tudi lamele magnetita in levkoksen je moral nastati iz ilmenita.

Nekateri plagioklazi v tonalitu kažejo sledove kataklaze. Kremen se pojavlja v drobnozrnatih lečastih agregatih, pri čemer so posamezna zrnca povečini sploščena. Večje luske biotita so ukrivljene. Biotit je delno nadomeščen s kloritom, rogovača pa z epidotom. Paralelno teksturo povzročajo približno paralelno ležeči sploščeni agregati kremenca in lističi biotita, medtem ko so zrnca plagioklazov različno orientirana.

Čeprav je južni pas karavanške magmatske cone na videz enoličen, najdemo s podrobnejšo raziskavo določene razlike. Najbolj reprezentativen je vsekakor biotitni rogovačni kremenov diorit, torej tonalit. S povečanjem količine biotita na račun rogovače prehaja tonalit v biotitni kremenov diorit, pri povečanju količine ortoklaza pa v granodiorit (tabela 1, vzorci 1 do 7).

Plagioklazi v obravnavanih vzorcih so lahko conarni in neconarni, poprečno pa ustrezajo bazičnemu andezinu z okrog 47 % an; nekaj primerkov prikazujemo na tabli 2, sl. 1 do 3. Alkalni glinenci v karavanškem tonalitu in njegovih različnih ustrezajo, po mikroskopskem videzu sodeč, ortoklazu, vendar pri posameznih zrncah prihaja do manjšega odstopanja od monoklinske lege optične indikatriše, kar seveda kaže na delni prehod v mikroklin (tabela 2). Ker pa je kot optičnih osi sorazmerno majhen in mikroklinske mreže nismo našli, smo vse alkalne glinence prišteli k ortoklazu. Med navzkrižnimi nikoli zapažamo valovito potemnitev. Kot potemnitve znaša pri rogovači poprečno 17°, variira med 12° in 21° (4 meritve), medtem ko smo za kot optičnih osi izmerili  $2V = -63^\circ$  in  $2V = -67^\circ$ . Pleohroizem rogovače: ng modrikasto zelen, nm rjavkasto zelen, np svetlo rjavkasto zelen.

V tonaltnem pasu karavanške magmatske cone najdemo tudi različke s srednje kislim andezinom (kamnolom pri Jožefovem mlinu na Ravnah nad Šoštanjem), s srednje kislim andezinom in sorazmerno velikimi količinami ortoklaza (nad Silvestrovo kmetijo na Ludranskem vrhu), pa tudi porfiroidne različke z vtrošniki kremenca in ortoklaza, pri čemer je večina plagioklazov spremenjena v zmes sericita in glinastega agregata, pri drugih pa dá Beckejeva črta sklepati na albit (južni rob tonalitnega pasu pri Mravljaku ob Velunji). Na splošno je vzhodni del tonalitnega pasu preperel, toda mikroskopska preiskava svežega vzorca, pobranega severno od Sedlarjeve kmetije, dokazuje, da se tudi tam pojavlja tonalit z lastnostmi, kot jih kaže tipični karavanški tonalit.

**5.1. Tekstura.** Paralelna tekstura lahko nastane med prekrystalizacijo pri povišani temperaturi pod usmerjenim pritiskom, ali med kristalizacijo magme pod usmerjenim pritiskom v končni fazi njenega strjevanja. V prvem primeru gre za regionalno metamorfno kamenino, v drugem pa za magmatsko kamenino, ki je zaradi paralelne teksture le podobna metamorfni kamenini.



Da je paralelna tekstura pri karavanškem tonalitu posledica kristalizacije magme pod usmerjenim pritiskom v končni fazi njenega strjevanja, dokazujejo zapolnitve pri kataklazi nastalih razpok v plagioklazih z minerali, ki se izločajo v končni fazi strjevanja magme. Tako je našel H. W. Graber (1897, str. 251 in 253) plagioklaz, v katerem je bila razpoka zapolnjena z alkalnim glinenecem, optično enako orientiranim kot zrno alkalnega glinenca na robu plagioklazovega kristala. Primer zapolnitve razpoke v plagioklazu z epidotom in kremenom, ki prodira v razpoko iz zrnatega kremenovega agregata na robu plagioklazovega kristala, kaže tabla 2, sl. 3. Zato karavanški tonalit ni metamorfna kamenina, temveč magmatska, in je le podoben gnajsu. Če pri njegovi klasifikaciji upoštevamo še teksturo, ga moramo označiti kot gnajсни tonalit.

Izvor paralelne teksture pri karavanškem tonalitu je pomemben pri presoji vprašanja, ali je karavanški tonalit starejši ali mlajši od globočnin granitnega pasu, ki ne kažejo paralelne teksture. Ker je skrilavost tonalita posledica usmerjenega pritiska v končni fazi strjevanja magme, nam paralelna tekstura ne pove ničesar glede relativne starosti, temveč le to, da je intruzija karavanškega tonalita potekala pod čisto drugačnimi tektonskimi pogoji kot pri granitu.

**5.2. Kemična sestava.** Po Nigglijevi klasifikaciji na kemični osnovi (C. Burri, 1959) ima biotitni rogovačni kremenov diorit (tonalit) izofalni kemizem ( $al \approx fm$ ), magme pa pripadajo prehodu med peléitnim in tonalitim tipom kremenovih dioritnih magem (tabela 1, vzorci 1, 3, 4 in 5). Pri biotitnem kremenovem dioritu so magme nekoliko bolj salične ( $al > fm$ ), ustrezajo pa prehodom med kremenovodioritnimi in granodioritnimi magmami (tabela 1, vzorca 2 in 6). Primerek granodiorita (tabela 1, vzorec 7) ima že izrazito salični kemizem ( $al > fm$ ) in pripada prehodu med levkopoléitnim in levkotonalitim tipom magem.

**5.3. Klasifikacija.** Po Streckeisenovi klasifikaciji magmatskih kamenin na modalni osnovi kot tudi po drugih ustreznih klasifikacijskih sistemih (Ronner, 1963; Lindgren, 1900; IUGS, 1973) je biotitni rogovačni kremenov diorit (tabela 1, vzorci 1, 2, 4 in 5) tonalit; ustreza pa tudi tonalitu v prvotnem pomenu besede (vom Rath, 1864) kakor tudi definiciji tonalita današnjih raziskovalcev Adamella (Bianchi, Callegari, Jobstraibizer, 1970, str. 136). Vsi drugi vzorci tonalitnega pasu karavanške magmatske cone, navedeni v tabeli 1 (vzorci 2, 6 in 7), ustrezajo tonalitu, biotitnemu kremenovemu dioritu, oziroma granodioritu, odvisno pač od klasifikacijskega sistema, ki ga uporabljamo. Na sl. 2 grafično podajamo A. Streckeisenovo (1967) klasifikacijo za vse kvantitativno mikroskopsko preiskane vzorce iz tonalitnega pasu karavanške magmatske cone.

**5.4. Aplit.** Tonalitni pas karavanške magmatske cone je zelo siromašen z aplitnimi žilninami. Za mikroskopsko preiskavo primeren vzorec smo našli v nekem tonalitem prodniku ob Meži zahodno od Črne na Koroškem. Aplit sestavljajo plagioklazi, ortoklaz, kremen, majhne količine biotita z rogovačo in granat. Ortoklaza je več kot plagioklazov, ki poprečno vsebujejo 49% an. Zelo preperelo avtohtono aplitno žilnino v tonalitu smo našli pri Kešpanu na Ravnah nad Šoštanjem. Kamenina sestoji v glavnem iz plagioklazov in kremena, ki se jima pridružujejo še majhne količine klorita in epidota. Plagioklazi so kisli. V enem zrnu smo izmerili 14% an. V obeh primerkih aplita se pojavlja kremen v sploščenih drobnozrnatih agregatih kot v karavanškem tonalitu.

**5.5. Melanokratni vključki.** Karavanški tonalit je bogat z melanokratnimi vključki (tabla 1, sl. 2), velikimi od nekaj dm, ki sestojе iz enakih mineralov kot obdajajoča globočnina, le da je femičnih mineralov približno dvakrat več. Podolgovati vključki leže vzporedno foliaciji v tonalitu. Raziskani melano-kratski vključek iz doline Bistre (tabela 1, vzorec 8) je nekoliko bolj drobno-zrnat kot obdajajoči tonalit, nima paralelne teksture, struktura pa je zaradi večjih zrn plagioklazov in rogovače porfiroidna. Plagioklazi s poprečno 50 % an so praktično identični s plagioklazi v tonalitu. Tudi rogovača s kotom poševnitve  $c/ng = 17^\circ$  (1 meritev) se ujema z rogovačo v tonalitu. Kremen se pojavlja v drobnozrnatih agregatih. Z rudnim mikroskopom smo našli magnetit, magnetit z maghemitom, ilmenit, ilmenit s hematitom, grafitoid, sfalerit, pirit, titanomagnetit, levkoksen in rutil. Našli smo dve generaciji magnetita; mlajša je bogata s titanom. Magnetit je ksenomorfen in mlajši od biotita. Nastanek melanokratnih vključkov v tonalitu je pojasnil že C. Gottfried (1932).

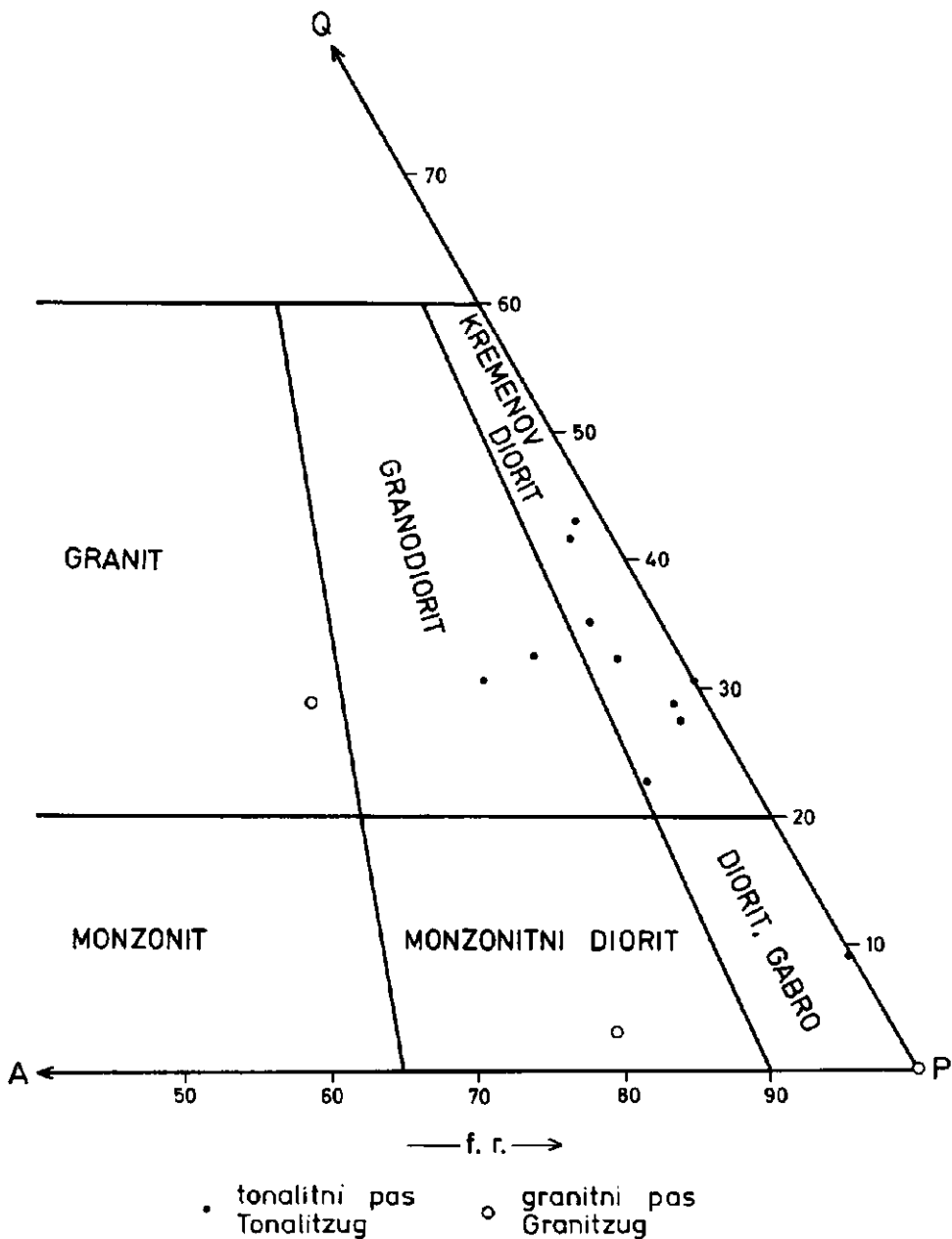
**5.6. Nastanek.** Granitoidne kamenine lahko nastanejo na različne načine, od katerih pa pride pri karavanškem tonalitu v poštev le magmatska diferenciacija neke juvenilne, iz zemeljskega plašča izvirajoče gabroidne magme, saj za adameljsko globočnino navajajo diferenciacijski niz od gabra prek diorita, tonalita do granodiorita (E. Callegari, 1963, str. 117), karavanški tonalit pa je v petrografskem pogledu identičen z adamelskim tonalitom. V prid magmatski diferenciaciji govore tudi plagioklazi karavanškega tonalita, ki so sorazmerno bogati z anortitom.

## 6. Karavanški granit in genetsko sorodne kamenine

O karavanškem granitu in drugih globočninah granitnega pasu je bilo že mnogo povedanega v zvezi z njihovo starostjo. Glavni predstavnik granitnega pasu karavanške magmatske cone je granit, ki mu zaradi ponekod razvite porfiroidne strukture pravimo tudi porfiroidni granit (tabla 3, sl. 1). V granitnem pasu je zelo razširjen tudi monzonitni diorit (tabla 3, sl. 2), ki je ponekod porfiroidno razvit (tabla 4, sl. 1). Bolj redki so izdanki gabra (tabla 4, sl. 2). Najdemo tudi magmatsko brečo z odlomki gabra v granitnem vezivu (tabla 5, sl. 1). Na tabli 5, sl. 2 podajamo še kontaktno metamorfozirani filit, ki loči tonalitni pas od granitnega.

Modalno in kemično sestavo porfiroidnega granita navajamo na tabeli 1, vzorec 9. Njegovi plagioklazi ustrezajo v poprečju oligoklazu z 21,5 % an. Alkalni glinenci predstavljajo ortoklazni mikropertit z deli, v katerih se že pojavljajo dvojčki mikroklina (tabla 6, sl. 1). Nekatere vtrošnike mesnato rjavih alkalnih glinencev obrobja bel plagioklaz; po C. Exnerju (1972, str. 72) in P. Mioču (1972, str. 226) so metasomatskega izvora. Redkejši so obratni primeri, da imajo plagioklazova zrna rob iz alkalnega glinenca. V odbojni svetlobi so bili določeni ilmenit, titanomagnetit, levkoksen, psevdobrookit, pirit, rutil, cirkon in sfen.

Sestavo monzonitnega diorita navajamo na tabeli 1, vzorec 10. Plagioklazi imajo poprečno 21 % an, toda v notranjosti so povsem spremenjeni v zmes glinastih agregatov, sericita, kalcita in klorita (tabla 6, sl. 2). Značilne so še številne iglice apatita v plagioklazih. V odbojni svetlobi so bili določeni ilmenit,



Sl. 2. Grafični prikaz vzorcev karavanske magmatske cone na diagramu Q-A-P (Streckeisen, 1967)

Abb. 2. Graphische Darstellung der aus der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben auf dem Diagramm Q-A-P (Streckeisen, 1967)

f.r. = razmerje med glinenci    Q = kremen    A = alkalni glinenci    P = plagioklazi  
 Feldspatverhältnis            Quarz            Alkalifeldspate            Plagioklase

**Legenda k sl. 2**  
**Legende zur Abb. 2**

Vzorci Gesteinsproben	f. r.	Q
Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem	97,2	29,1
Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem		
Biotitni kremenov diorit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem	94,9	41,7
Quarzbiotitdiorit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem		
Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem	93,9	32,9
Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem		
Tonalit. Vzhodno od Šumela v Koprivni	96,6	42,8
Tonalit. Östlich Šumel in Koprivna		
Tonalit. Jugozahodno od Šumela v Koprivni	99,9	30,7
Tonalit. Südwestlich Šumel in Koprivna		
Biotitni kremenov diorit. Pod Jedlovčnikom na Ludranskem vrhu	92,8	35,6
Quarzbiotitdiorit. Unterhalb Jedlovčnik in Ludranski vrh		
Granodiorit. Pod Hedom v Koprivni	86,3	33,1
Granodiorit. Unterhalb Hed in Koprivna		
Granodiorit. Iznad Silvestra na Ludranskem vrhu	79,8	31,3
Granodiorit. Oberhalb Silvester in Ludranski vrh		
Biotitni kremenov diorit. Jožefov mlin na Ravnah nad Šoštanjem	96,9	28,3
Quarzbiotitdiorit. Jožefov mlin in Ravne nad Šoštanjem		
Tonalit. Severno od Sedlarja na Ravnah nad Šoštanjem	91,0	23,2
Tonalit. Nördlich Sedlar in Ravne nad Šoštanjem		
Melanokrati vključek v tonalitu. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem	99,8	9,7
Melanokrater Einschluß im Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem		
Porfiroidni granit. Topla	62,5	28,8
Porphyroider Granit. Topla		
Monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem	80,3	3,1
Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem		
Gabro. Jugovzhodno od Črne na Koroškem	100,0	0,0
Gabbro. Südöstlich Črna na Koroškem		

magnetit, pirit, titanomagnetit, levkoksen cirkon in sfen. Magnetit je korodiran, ilmenit pa mlajši od silikatnih mineralov.

Sestavo gabra navajamo na tabeli 1, vzorec 11. Plagioklazi vsebujejo poprečno 43,5 % an. Nepresojne minerale zastopajo pirit, ilmenit, magnetit, levkoksen in

pirotin; prevladuje pirit, ki je starejši od ilmenita, ilmenit pa starejši od sfena. Vakuole zapolnjujejo kalcit, epidot in plagioklazi. Zbrusek kamenine pod polarizacijskim mikroskopom vidimo na tabli 6, sl. 3. Po Streckeisenovi (1967) klasifikaciji na modalni osnovi so preiskani vzorci granitnega pasu karavanške magmatske cone prikazani grafično na sl. 2. Že C. Exner (1972, str. 72, 86 in 104) je ugotovil medsebojno genetsko zvezo globočnin granitnega pasu karavanške magmatske cone, ki so produkt magmatske diferenciacije; upoštevati pa je treba še metasomatozo in hibridizacijo. Po magmatski breči sodeč je gabro relativno starejši od granita (E. Faninger, 1970, str. 59).

### 7. Razmerje med karavanškim tonalitom in granitom

Karavanška magmatska cona je nastala v dveh časovno ločenih magmatizimih; v prvem je nastal granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu, v drugem pa tonalit. Dokazi za to so naslednji: V granitnem pasu se nikjer ne pojavlja tonalit. Globočnine granitnega pasu nimajo paralelne teksture, ki je tako značilna za karavanški tonalit. Na Ravnah nad Šoštanjem se v tonalitu pojavljajo bloki filita, prežetega z granitom (S. Isailović in M. Miličević, 1964, str. 21). Diferencijske krivulje Nigglijevih parametrov za globočnine granitnega pasu so drugačne kot pri vzorcih tonalitnega pasu (sl. 3).

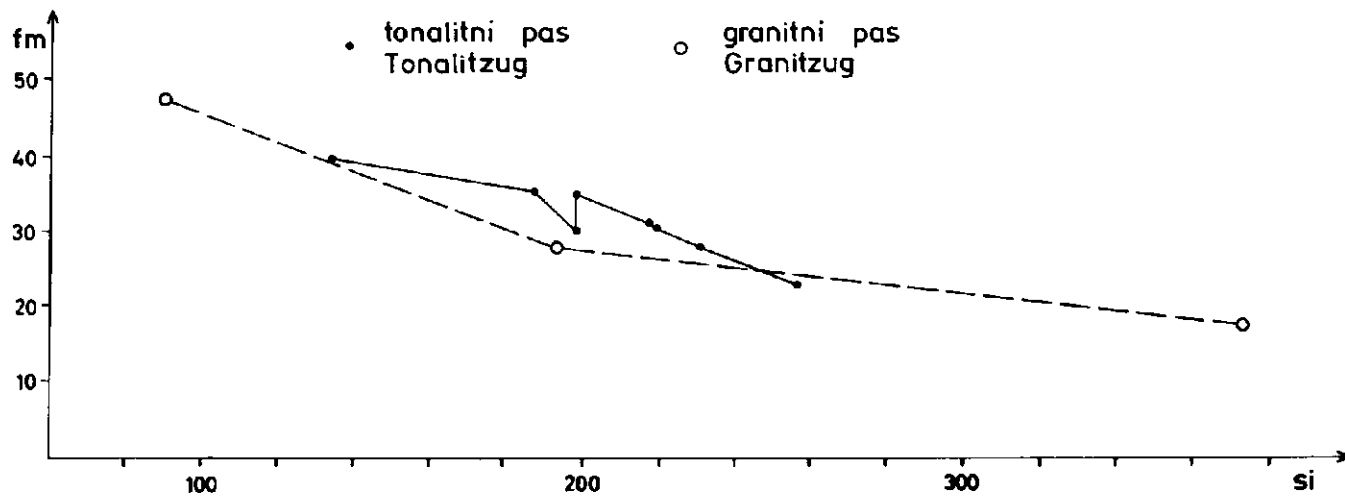
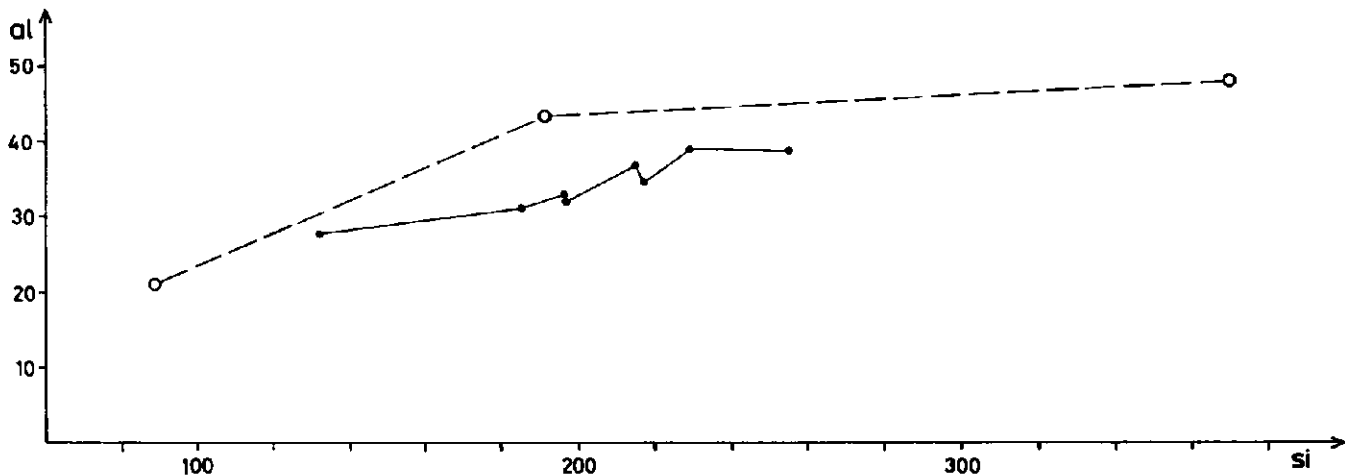
### 8. Določitev starosti globočnin po radiometričnih metodah

Že več avtorjev je po radioaktivnosti določevalo starost mineralov v karavanških globočninah (H. J. Lippolt in R. Pitgeon, 1974; R. Cliff, H. F. Holzer & D. C. Rex, 1974; S. Scharbert, 1975). Ne glede na to, katere minerale so preiskali in po kateri metodi so delali, so dobili pri magmatskih kameninah granitnega pasu karavanške magmatske cone starosti v intervalu od 244 do 216 milijonov let. Granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu so torej variscijske starosti.

Za biotit karavanškega tonalita je S. Scharbertova (1975) po Rb/Sr metodi izmerila  $28 \pm 4$ , oziroma  $29 \pm 6$  milijonov let. Ker imamo zaenkrat samo podatke o starosti biotita, še ni gotovo, ali velja alpidaska starost tudi za intruzijo, ali pa gre za kakšno kasnejše dogajanje, ki bi znižalo starost biotita. Toda v tem primeru bi se morala bistveno znižati tudi starost biotita v magmatskih kameninah granitnega pasu, kjer pa po Rb/Sr in K/Ar metodi dobimo le variscijske starosti; zato lahko za karavanški tonalit predvidevamo alpidsko starost.

### 9. Pohorski tonalit

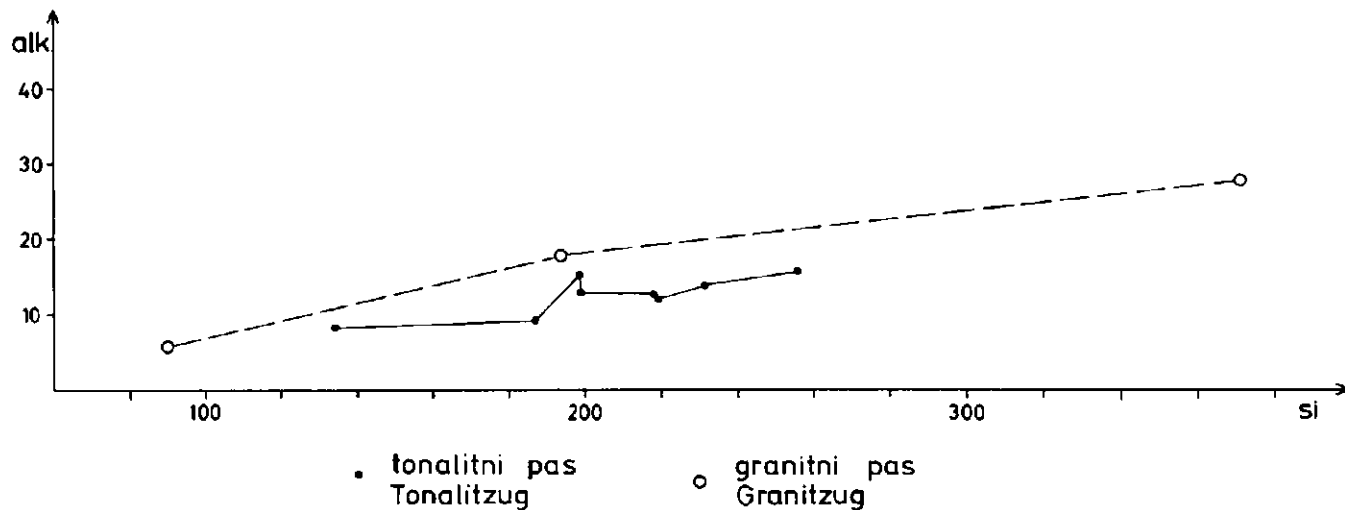
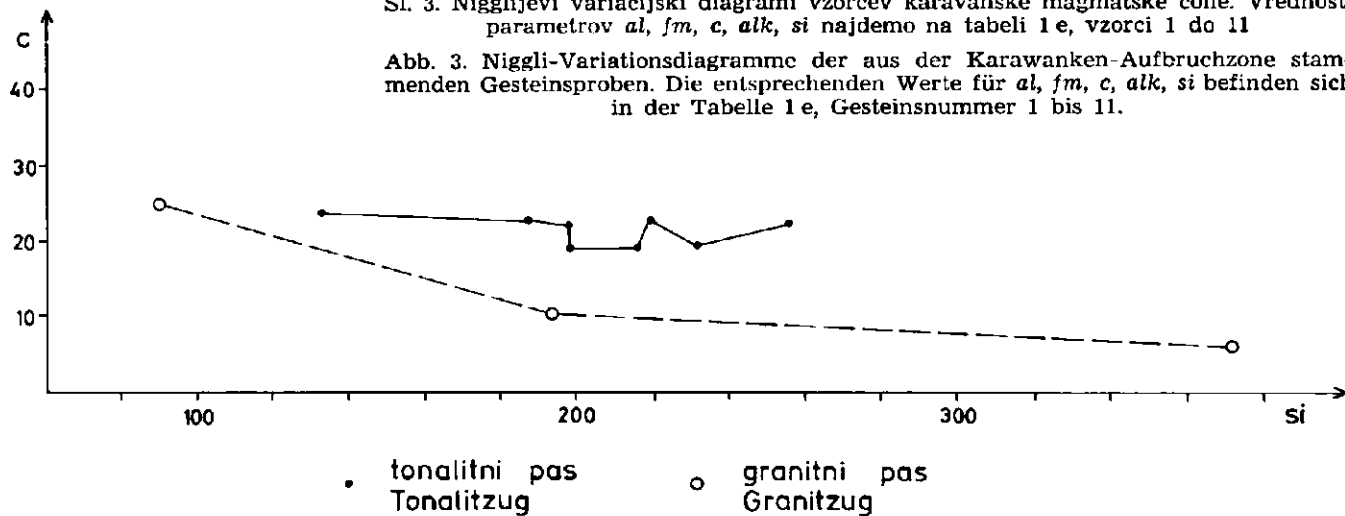
Vzhodno od karavanškega tonalita se razteza na Pohorju globočnina, ki jo tudi imenujejo tonalit, čeprav po novejših raziskavah gre za biotitni kremenov diorit, ki postopno prehaja v granodiorit (E. Faninger, 1970, 1973). Kolikor po Streckeisenovi (1967) klasifikaciji ustreza pohorska globočnina kremenovemu dioritu, jo moramo po IUGS (1973) imenovati tonalit. Pohorska glo-

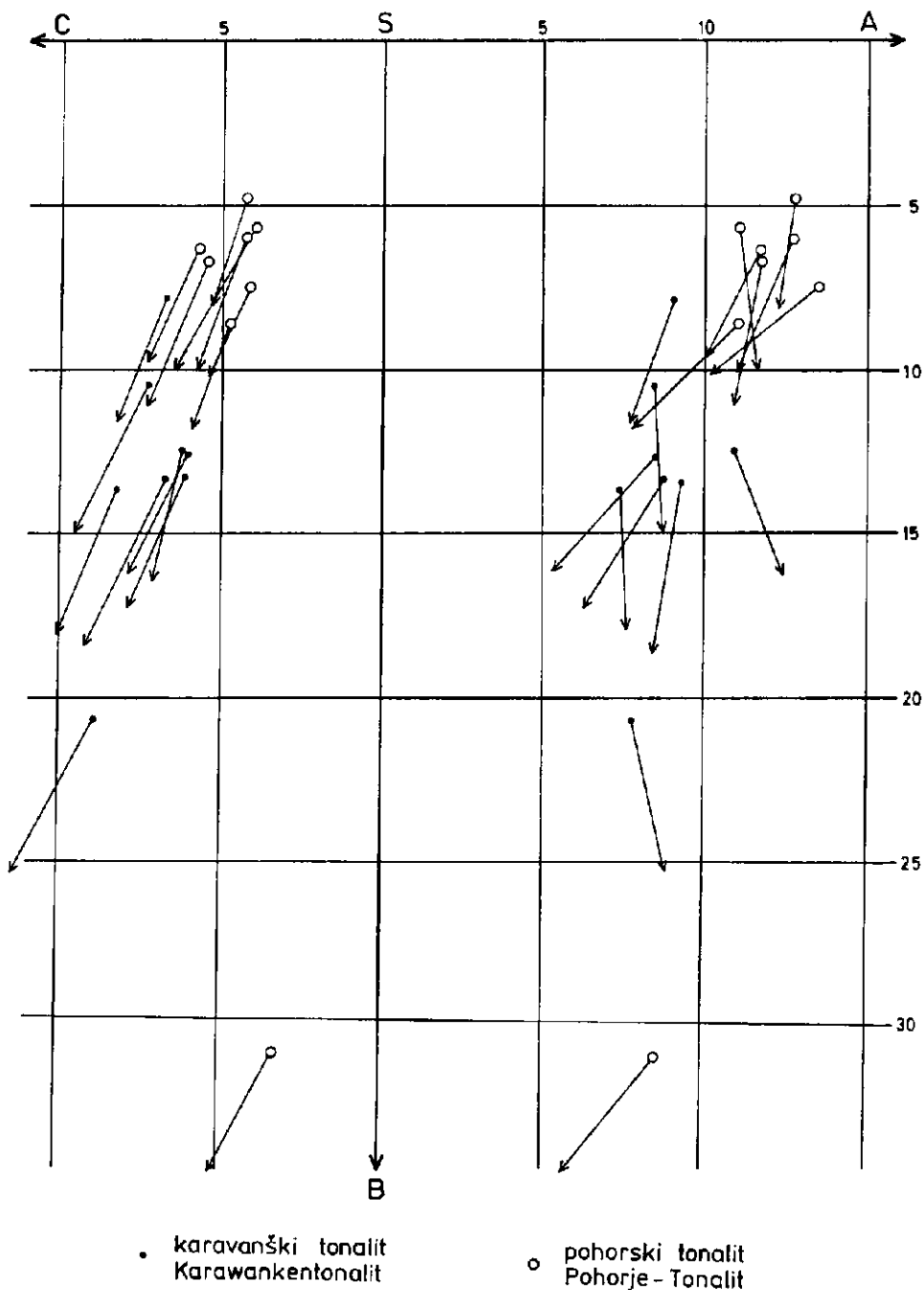


• tonalitni pas Tonalitzug      ○ granitni pas Granitzug

Sl. 3. Nigglijevi variacijski diagrami vzorcev karavanške magmatske cone. Vrednosti parametrov *al*, *fm*, *c*, *alk*, *si* najdemo na tabeli 1 e, vzorci 1 do 11

Abb. 3. Niggli-Variationsdiagramme der aus der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben. Die entsprechenden Werte für *al*, *fm*, *c*, *alk*, *si* befinden sich in der Tabelle 1 e, Gesteinsnummer 1 bis 11.





Sl. 4. Primerjava kemizma vzorcev tonalitnega pasu karavanške magmatske cone z vzorci pohorskega tonalita po parametrih Zavarickega (Sawarizki, 1954)

Abb. 4. Vergleich des Chemismus der aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben mit den von Pohorje-Tonalit entnommenen Proben mittels der Zavarickij-Parameter (Sawarizki, 1954)



bočnina je izredno levkokratna, plagioklazi vsebujejo poprečno 35 % an, kemizem pa izrazito saličen, pri čemer se pojavljajo farsunditne magme z delnimi prehodi iz farsunditnega v normalni tip granodioritnih magem. Nepresojne minerale zastopajo magnetit, levkoksen, pirit, pirotin in molibdenit. Melankokratni vključki pohorskega tonalita vsebujejo naslednje nepresojne minerale: magnetit, titanomagnetit, ilmenit, levkoksen in pirit. Magnetit je mlajši od biotita.

### 10. Medsebojna primerjava karavanškega in pohorskega tonalita

Pohorska globočnina se pojavlja v bližini periadriatskega šiva, ob katerem je v Karavankah prišlo do intruzije tonalitne magme. Zato se bomo vprašali, ali je pohorski tonalit v genetski zvezi s karavanškim tonalitom, ali pa je nastal v zvezi s povsem drugim magmatizmom. V petrografskem pogledu kamenini nista identični, kar jasno vidimo po primerjavi kemizmov s parametri Zavarickega (sl. 4). Nadalje kaže primerjava z adamelskim tonalitom, da je karavanški tonalit identičen z adamelskim tonalitom, ne pa s pohorskim (sl. 5). Pohorski tonalit torej ni nekakšen vzhodni podaljšek karavanškega tonalita. Toda na drugi strani imata obe kamenini nekaj skupnega, saj je za obe značilna paralelna tekstura, po radioaktivnosti določena starost biotita v pohorskem tonalitu  $19 \pm 5$  milijonov let (Deleon, 1969) pa se tudi bistveno ne razlikuje od ustreznih podatkov za karavanški tonalit. Zato bi mogli sklepati, da je magmatizem ob samem periadriatskem šivu v določeni meri vplival na nastanek magme, ki je v Centralnih Alpah intrudirala kot pohorski tonalit. Mislimo lahko na hibridizacijo med neko večidel palingeno in neko juvenilno magmo, ki naj bi s področja periadriatskega šiva v bližini pohorskega masiva prodrla v območje nastajanja palingene magme.

### 11. Primerjava slednih prvin

Podatke o slednih prvinah za vzorce karavanške magmatske cone navajamo na tabeli 1 c, za pohorsko globočnino pa na tabeli 3 a. Primerjava slednih prvin kaže določene razlike med pohorskim in karavanškim tonalitom (sl. 6 in 7), pa tudi med karavanškim tonalitom in globočninami granitnega pasu karavanške magmatske cone (sl. 8).

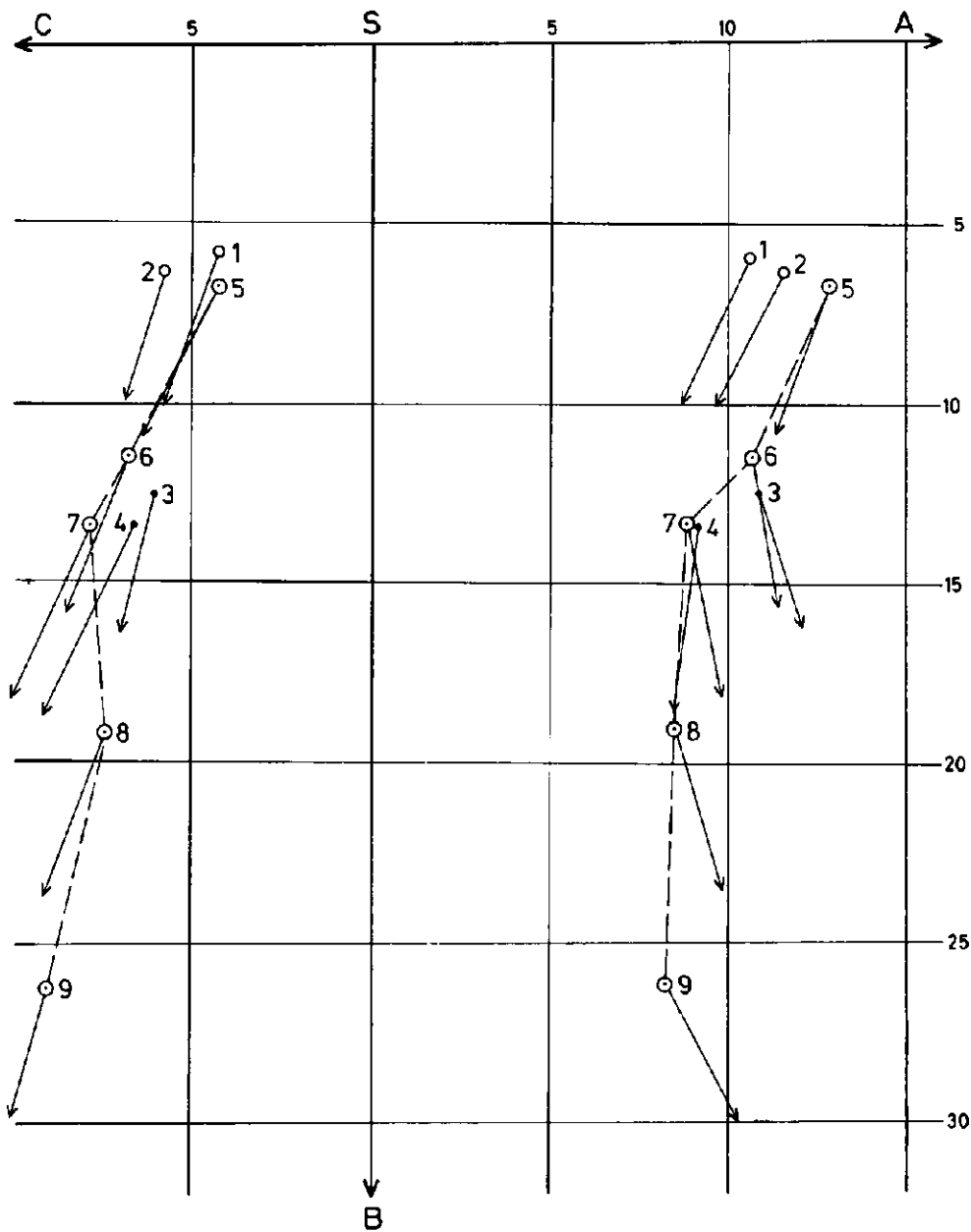
### 12. Povzetek

Petrološko smo preiskali karavanško magmatsko cono, da bi ugotovili medsebojno razmerje in genezo globočnin, kakor tudi razmerje do pohorske globočnine. V južnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje bolj ali manj skrilav biotitni rogovačni kremenov diorit; njegovi plagioklazi vsebujejo okrog 47 % an. Mineralna sestava pa ustreza tonalitu po vseh klasifikacijskih sistemih. Paralelna tekstura karavanškega tonalita je nastala kot posledica kristalizacije magme pod usmerjenim pritiskom. Poleg tonalita najdemo v južnem pasu karavanške magmatske cone tudi biotitni kremenov diorit in granodiorit ter primerke z večidel epidotizirano rogovačo ali kloritiziranim biotitom, ali pa različke

**Legenda k sl. 5**  
**Legende zu der Abb. 5**

Št. kamenine Gesteinsnummer	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
1	11,7	5,8	6,3	76,2	17,8	48,4	34,1	—	76,5
2	12,7	4,3	6,0	77,0	18,2	42,0	39,8	—	72,3
3	10,9	6,1	12,5	71,0	—	47,5	38,1	14,4	81,0
4	9,2	6,7	13,4	70,7	7,3	41,5	51,3	—	68,2
5	13,0	4,3	6,8	75,9	16,3	42,9	40,8	—	58,5
6	10,8	6,9	11,6	70,7	—	50,9	42,3	6,8	71,1
7	9,1	7,9	13,4	69,6	—	45,7	46,3	8,0	70,3
8	8,6	7,5	19,1	64,8	—	40,1	45,6	14,3	73,8
9	8,3	9,2	26,3	56,2	—	41,9	38,1	20,0	80,7

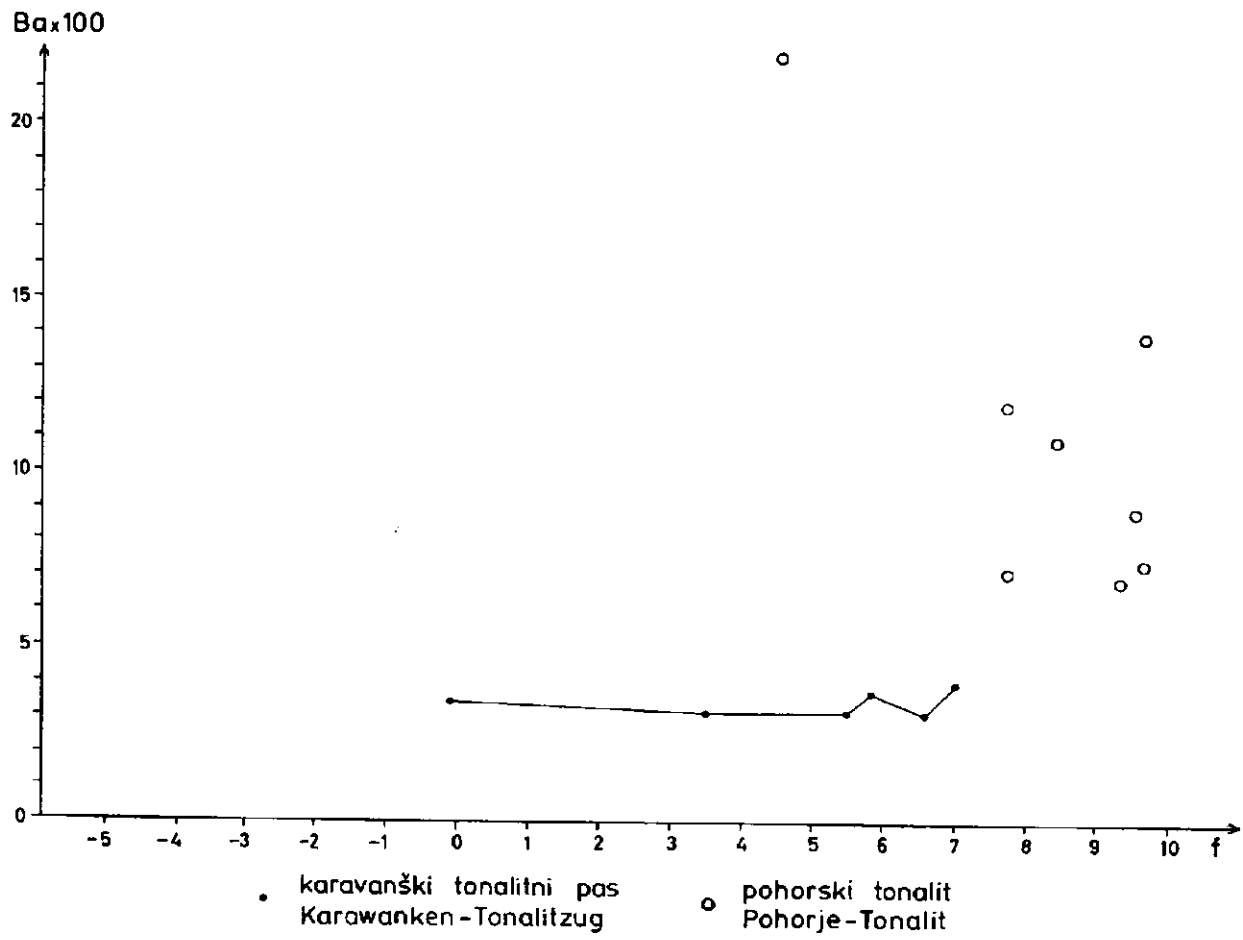
- 1 Kremenov diorit (tonalit). Šmartno na Pohorju (tabela 3 c, vzorec 1)  
Quarzbiotitdiorit (Tonalit). Šmartno na Pohorju (Tabelle 3 c, Gesteinsnummer 1)
- 2 Granodiorit, Kamnolom ob Črnem potoku pri Ribnici na Pohorju (tabela 3 c, vzorec 6)  
Granodiorit. Steinbruch am Črni potok bei Ribnica na Pohorju (Tabelle 3 c, Gesteinsnummer 6)
- 3 Tonalit. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem (tabela 1 f, vzorec 1)  
Tonalit. Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Tabelle 1 f, Gesteinsnummer 1)
- 4 Tonalit. Vzhodno od Šumela v Koprivni (tabela 1 f, vzorec 4)  
Tonalit. Östlich Šumel in Koprivna (Tabelle 1 f, Gesteinsnummer 4)
- 5 Granodiorit. Adamello (Callegari, 1963, str. 16)  
Granodiorit. Adamello (Callegari, 1963, p. 16)
- 6 Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, str. 12)  
Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, p. 12)
- 7 Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, str. 10)  
Tonalit. Adamello (Callegari, 1963, p. 10)
- 8 Rogovačni biotitni diorit. Adamello (Callegari, 1963, str. 22)  
Hornblendebiotitdiorit. Adamello (Callegari, 1963, p. 22)
- 9 Rogovačni gabbro. Adamello (Callegari, 1963, str. 35)  
Hornblendegabbro. Adamello (Callegari, 1963, p. 35)



- karavanski tonalit  
Karawankentonalit
- pohorski tonalit  
Pohorje-Tonalit
- adamelska globočina  
Adamello-Tiefengestein

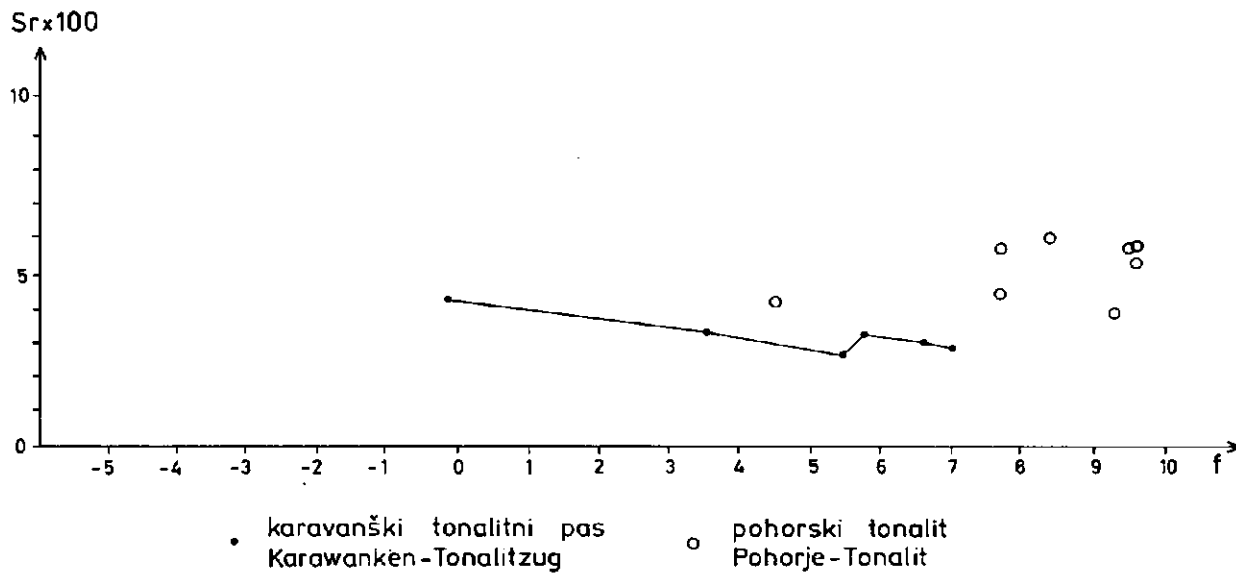
Sl. 5. Medsebojna primerjava vzorcev pohorskega in karavanškega tonalita z adamelsko globočnino po parametrih Zavarickega (Sawarizki, 1956)

Abb. 5. Vergleich des Pohorje- und Karawankentonalits mit dem Adamello-Tiefengestein mittels der Zavarickij-Parameter (Sawarizki, 1954)



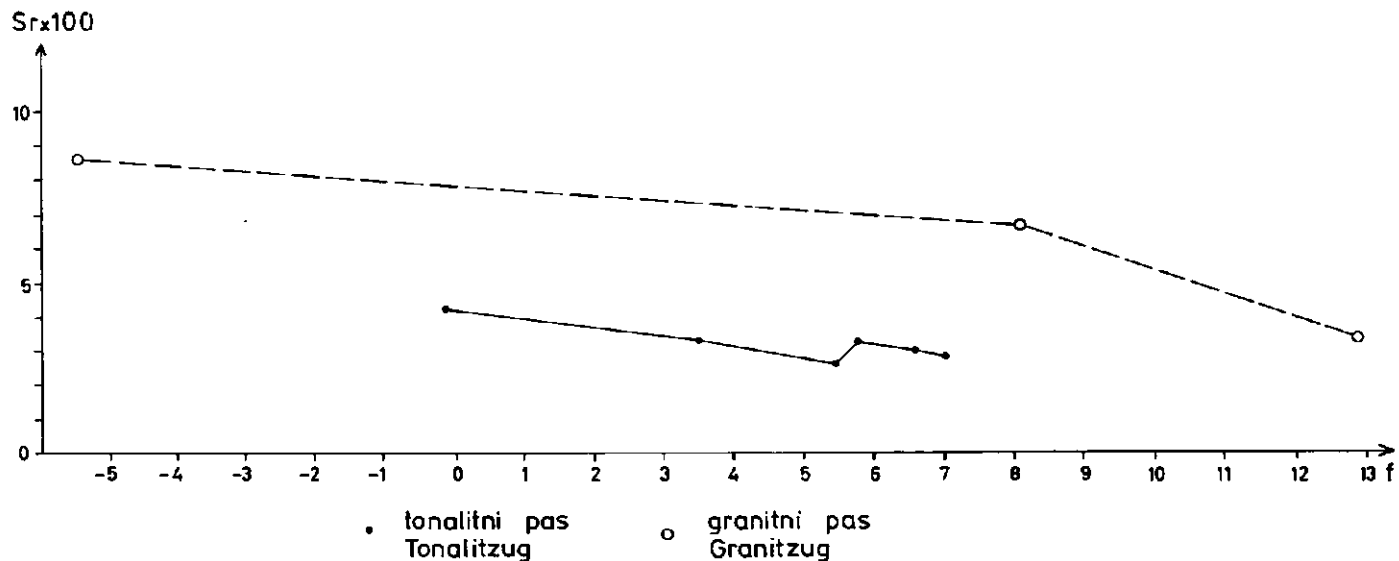
Sl. 6. Odvisnost barija (Ba) od funkcije  $f$  (Nockolds in Allen, 1953) pri vzorcih tonalitnega pasu karavanške magmatske cone in pohorskega tonalita

Abb. 6. Abhängigkeit des Bariums (Ba) von der Funktion  $f$  (Nockolds & Allen, 1953) bei den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone und aus dem Pohorje-Tonalit stammenden Gesteinsproben



Sl. 7. Odvisnost stroncija (Sr) od funkcije  $f$  (Nockolds in Allen, 1953) pri vzorcih tonalitnega pasu karavanške magmatske cone in pohorskega tonalita

Abb. 7. Abhängigkeit des Strontiums (Sr) von der Funktion  $f$  (Nockolds & Allen, 1953) bei den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone und aus dem Pohorje-Tonalit stammenden Gesteinsproben



Sl. 8. Odvisnost stroncija (Sr) od funkcije  $f$  (Nockolds in Allen, 1953) pri vzorcih tonalitnega in granitnega pasu karavanške magmatske cone

Abb. 8. Abhängigkeit des Strontiums (Sr) von der Funktion  $f$  (Nockolds & Allen, 1953) bei den aus dem Tonalitzug und dem Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Gesteinsproben

s plagioklazi z nekoliko manjšim odstotkom anortita. Ker obstajajo med naštetimi različki številni prehodi, sklepamo, da so produkt enega samega magmatizma.

V severnem pasu karavanške magmatske cone prevladuje granit, ki ga zaradi ponekod razvite porfiroidne strukture imenujemo tudi porfiroidni granit. Poleg njega se pojavljajo še druge globočnine, npr. gabro in monzonitni diorit, ki so genetsko med seboj sorodne.

Karavanški tonalit ni v genetski zvezi z granitom, oziroma globočinami granitnega pasu. Oba pasova karavanške magmatske cone sta posledica dveh različnih in časovno ločenih magmatizmov.

Zaradi velikega razpona bi lahko bile vse globočnine karavanške magmatske cone tako variscične kot alpidске starosti. Toda granit in genetsko sorodne globočnine granitnega pasu so starejše od tonalita. Meritve radioaktivnosti njihovih mineralov kažejo na variscično starost. Tonalit pa bi mogel biti alpidске starosti.

Pohorski tonalit petrografsko ni identičen s karavanškim tonalitom. Toda bolj ali manj izrazita skrilavost obeh kamenin govori za to, da je intruzija pohorske globočnine in karavanškega tonalita potekala pod enakimi tektonskimi pogoji. Tudi radiometrično določeni starosti biotitov v obeh kameninah se bistveno ne razlikujeta, zato sklepamo na določeno genetsko zvezo med pohorsko globočnino in karavanškim tonalitom. Seveda je potekal magmatizem na področju Pohorja, ki pripada Centralnim Alpam, povsem drugače kot v Karavankah ob samem periadriatskem šivu. Medtem ko lahko imamo magmo karavanškega tonalita za diferenciat neke iz zemeljskega plašča izvirajoče mafične magme, predstavlja magma pohorskega tonalita produkt hibridizacije med daleč prevladujočo palingenetsko magmo in magmo, v zvezi s katero je prišlo tudi do nastanka karavanškega tonalita.

### 13. Zahvala

Iskreno se zahvaljujem za pomoč in napotke profesorju dr. Stanku Grafenauerju, ki je določil tudi nepresojne minerale. Dalje se zahvaljujem za sodelovanje profesorju dr. Jožetu Duhovniku, profesorju dr. Christofu Exnerju z dunajske univerze za razlago njegovih stališč v zvezi z raziskavami karavanške magmatske cone pri Železni Kapli na Koroškem in dr. Susanni Scharbertovi z Zveznega geološkega zavoda na Dunaju za podatke o radiometričnih določitvah starosti biotita v karavanških globočinah. Zahvaljujem se tudi ing. Ančki Hinterlechner-Ravnikovi in magistru Peru Mioču z Geološkega zavoda v Ljubljani za koristno izmenjavo izkušenj pri petrografskih in geoloških raziskavah Pohorja in Karavank ter tehničnemu sodelavcu Cirilu Gantarju za lepe fotografske posnetke.

Tabela 1. Mikroskopsko in kemično raziskani primerki iz karavanske magmatske cone  
 Tabelle 1. Mikroskopisch und chemisch untersuchte Gesteinsproben aus der Karawanken-Eruptivzone

a) Modalna sestava (vol. %) — Modale Zusammensetzung (Vol. %)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Plagioklazi - Plagioklase	49,4	44,5	53,5	40,0	51,5	49,9	48,6	51,9	42,3	60,9	36,9
Ortoklaz - Ortoklas	1,4	2,4	3,5	1,4	0,05	3,9	7,7	0,09	25,4	13,2	-
Kremen - Quarz	20,8	33,5	27,9	31,0	22,8	29,7	27,8	5,6	27,3	2,4	-
Biotit - Biotit	18,2	17,0	8,0	14,2	3,6	12,7	9,9	12,7	3,1	9,9	-
Klorit - Chlorit	1,0	0,3	0,4	0,4	10,9	1,0	0,1	4,5	0,3	0,05	8,7
Rogovača - Hornblende	8,4	1,1	5,4	12,1	7,4	1,3	3,2	24,2	1,1	12,6	49,5
Epidot - Epidot	0,4	1,0	1,0	0,6	3,6	0,7	2,5	0,7	0,03	-	-
Sfen - Sphen	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-	-	2,9
Apatit - Apatit	0,2	0,03	0,1	0,04	0,09	0,02	0,1	0,07	-	0,4	0,7
Kalcit - Calcit	-	-	-	0,03	-	-	-	-	0,05	-	-
Nepresojni minerali	0,2	0,2	0,3	0,3	0,05	0,8	0,2	0,2	0,6	0,6	1,3
Opake Minerale											
	100,0	100,03	100,1	100,07	99,99	100,02	100,1	100,00	100,18	100,05	100,0



**Pojasnilo k tabeli 1 a — Erläuterung zur Tabelle 1 a**

- 1 Tonalit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem (Faninger, 1970, str. 58)  
Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 58)
- 2 Biotitni kremenov diorit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem  
Quarzbiotitdiorit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem
- 3 Tonalit, dolina Bistre pri Črni na Koroškem  
Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem
- 4 Tonalit, vzhodno od Šumela v Koprivni  
Tonalit, östlich Šumel in Koprivna
- 5 Tonalit, jugozahodno od Šumela v Koprivni  
Tonalit, südwestlich Šumel in Koprivna
- 6 Biotitni kremenov diorit, pod Jedlovčnikom na Ludranskem vrhu (Faninger, 1970, str. 58)  
Quarzbiotitdiorit, unter Jedlovčnik in Ludranski vrh
- 7 Granodiorit, pod Hedom v Koprivni  
Granodiorit, unter Hed in Koprivna
- 8 Melanokratni vključek v tonalitu, dolina Bistre pri Črni na Koroškem  
Melanokrater Einschluß im Tonalit, Bistra-Tal bei Črna na Koroškem
- 9 Porfiroidni granit, Topla (Faninger, 1970, str. 59)  
Porphyroider Granit, Topla (Faninger, 1970, p. 59)
- 10 Monzonitni diorit, jugovzhodno od Črne na Koroškem (Faninger, 1970, str. 59)  
Monzodiorit, südöstlich Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 59)
- 11 Gabro jugovzhodno od Črne na Koroškem (Faninger, 1970, str. 59)  
Gabra, südöstlich Črna na Koroškem (Faninger, 1970, p. 59)

**Opomba:** Vzorci št. 1 do 8 so iz tonalitnega pasu, vzorci št. 9, 10 in 11 pa iz granitnega pasu karavanške magmatske cone.

Vzorec št. 1 nam je odstopil mineraloški inštitut FNT v Ljubljani, zbruske in kemično analizo vzorca št. 4 pa Geološki zavod v Ljubljani. Vzorcema št. 1 in 6 smo ponovno izmerili kvantitativno modalno sestavo. V kvantitativni modalni sestavi vzorca št. 11 nismo upoštevali zapolitve vakuol s kalcitom, epidotom in plagioklazi.

**Bemerkung:** Die Proben Nr. 1 bis 8 stammen aus dem Tonalitzug, die Proben Nr. 9, 10 und 11 aus dem Granitzug der Karawanken-Eruptivzone.

Die Probe Nr. 1 wurde uns von dem mineralogischen Institut der Fakultät für Naturlehre und Technologie in Ljubljana zur Verfügung gestellt. Die Dünnschliffe und die chemische Analyse der Probe Nr. 4 wurden uns von der Geologischen Anstalt in Ljubljana abgetreten. Die modalen Zusammensetzungen der Proben Nr. 1 und 6 wurden neu vermessen. In der quantitativen modalen Zusammensetzung der Probe Nr. 11 werden die aus Calcit, Epidot und Plagioklas bestehenden Vakuolenausfüllungen nicht berücksichtigt.

b) Kemične analize (utež. %) — Chemische Analysen (Gewichts. %)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	61,21	62,4	62,6	60,72	58,9	63,25	65,7	51,7	71,86	57,67	41,82
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,60	0,65	0,52	0,83	0,36	0,44	1,02	0,37	0,87	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	18,0	16,7	17,25	17,0	18,35	17,1	18,2	16,00	22,40	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,21	2,26	1,79	3,05	1,46	0,72	2,81	0,23	0,40	4,83
FeO	4,08	4,07	3,45	3,93	4,63	3,36	3,34	6,05	2,36	6,00	8,37
MnO	0,12	0,14	0,13	0,16	0,17	0,05	0,09	0,19	0,03	0,03	0,03
MgO	2,81	2,99	2,67	3,99	3,35	2,44	1,73	5,51	0,85	1,90	7,80
CaO	6,42	5,09	6,10	5,35	6,80	4,99	5,40	8,73	1,06	2,85	10,95
Na <sub>2</sub> O	3,94	2,71	2,44	2,75	2,25	2,54	2,77	2,20	3,21	3,73	2,08
K <sub>2</sub> O	1,41	1,76	1,96	1,98	1,42	2,00	1,93	1,75	3,49	2,70	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,11	0,17	0,27	0,20	0,23	0,13	0,15	0,19	0,52	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,46	1,20	0,69	0,45	1,70	0,38	0,58	1,27	0,07	0,83	1,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,13	0,16	0,14	0,10	0,38	0,22	0,20	0,55	0,36	0,40
CO <sub>2</sub>	0,16	0,11	-	0,12	-	-	0,22	0,1	-	-	1,30
S	0,00	0,01	-	0,18	-	0,08	-	0,02	0,03	0,20	0,86
	100,79	100,53	99,98	99,60	100,40	99,87	100,37	99,90	100,30	100,46	99,74

Analitiki: št. 1 prof. dr. L. Guzelj, št. 2, 3, 5, 7 in 8 ing. V. Hudnik, št. 4 ing. M. Treppo, št. 6, 9, 10 in 11 ing. N. Čerk.

Analytiker: Nr. 1 von Prof. Dr. L. Guzelj, Nr. 2, 3, 5, 7 und 8 von Ing. V. Hudnik, Nr. 4 von Ing. M. Treppo, Nr. 6, 9, 10 und 11 von Ing. N. Čerk.

## c) Spektrokemijske analize (ppm) — Spektralanalysen (ppm)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	s
Be		x	x		x	x	x	x	5	2	x	2
Ga		11	9		12	14	14	20	16	25	25	2
V		66	60		120	80	72	290	16	66	700	3
Mo		1	1		1	2,7	x	x	3	3,2	x	1
Ni		11	11		12	15	8	14	17	13	60	1
Co		8,4	7,5		12	8	8	20	3,6	15	52	1
Cu		20	6		16	6	10	38	6	22	68	1
Zn		90	70		90	84	100	240	70	150	300	32
Zr		160	80		140	120	180	80	220	560	200	3
Mn		1200	1000		1800	1000	800	2600	500	650	1200	1
Sc		11	13		19	11	11	27	x	8	50	3
Y		14	12		43	20	20	54	23	45	50	3
La		x	x		x	x	32	x	x	90	x	32
Sr		320	260		330	300	280	420	330	660	860	5
Pb		20	14		16	18	18	45	28	20	13	5
Ba		380	310		310	310	400	350	310	600	240	3

Analitik — Analytiker: prof. dr. Z. Maksimović

Vzorci niso vsebovali Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd in W. Vzorca št. 1 in 4 nista bila spektralno analizirana, ker smo imeli na voljo samo ustrezne zbruske in podatke kemične analize.

Die Proben enthielten kein Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd und W. Die Proben Nr. 1 und 4 wurden nicht der Spektralanalyse unterworfen, da wir von ihnen nur Dünnschliffe und die entsprechenden chemischen Analysen zur Verfügung gehabt haben.

Opomba:

s = meja občutljivosti

× = pod mejo občutljivosti

Bemerkung:

s = Empfindlichkeitsgrenze

× = unterhalb der Empfindlichkeitsgrenze

d) Funkcija f (Nockolds in Allen, 1953) — Funktion f (Nockolds und Allen, 1953)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	28,54	29,39	29,50	28,65	27,91	29,81	30,79	24,54	33,68	27,14	19,96
Mg	1,69	1,82	1,62	2,43	2,05	1,48	1,05	3,38	0,51	1,15	4,81
Ca	4,58	3,67	4,40	3,86	4,93	3,59	3,87	6,34	0,76	2,05	7,99
K	1,17	1,47	1,64	1,66	1,20	1,68	1,61	1,48	2,91	2,26	0,75
f	+4,4	+5,8	+5,5	+4,9	+3,5	+6,6	+7,0	-0,1	+12,9	+8,1	-5,4

Opomba: Vrednosti so podane v utežnih odstotkih. Funkcija  $f = (1/3 \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$

Bemerkung: Die Werten sind in Gewichtsprozenten angeführt. Funktion  $f = (1/3 \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$

e) Nigglijevi parametri (Burri, 1959) — Niggli-Werte (Burri, 1959)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
si	197,9	216,9	218,4	198,2	186,5	230,5	255,6	133,9	371,7	193,5	89,8
ti	2,14	1,67	1,89	1,02	1,90	1,09	1,17	2,01	1,55	2,22	2,58
p	0,00	0,21	0,21	0,39	0,19	0,37	0,23	0,15	0,40	0,73	0,22
al	32,4	37,0	34,4	33,1	31,7	39,4	39,3	27,7	48,8	44,4	21,5
fm	30,1	30,9	30,2	35,1	35,6	27,6	23,1	40,1	17,7	27,4	47,7
c	22,1	19,0	22,9	18,8	23,0	19,5	22,4	23,8	5,9	10,3	25,1
alk	15,3	13,1	12,6	12,9	9,7	13,6	15,2	8,4	27,7	17,9	5,5
k	0,19	0,30	0,35	0,32	0,29	0,34	0,31	0,35	0,42	0,32	0,21
mg	0,45	0,50	0,46	0,55	0,44	0,48	0,43	0,52	0,37	0,35	0,52
qz	+36,7	+64,5	+68,0	+46,6	+48,3	+76,1	+94,8	-0,3	+160,9	+21,9	-32,2

f) Parametri Zavarickega (Sawarizki, 1954) — Zavarickij Parameter (Sawarizki, 1954)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
a	10,9	8,6	8,4	9,2	7,3	8,5	9,0	7,7	11,5	11,9	6,3
c	6,1	6,2	7,3	6,7	8,3	6,1	6,7	9,0	1,2	3,4	9,1
b	12,5	13,3	10,5	13,4	13,7	12,6	7,9	20,6	10,0	19,8	32,3
s	71,0	71,8	73,8	70,7	70,7	72,7	76,4	62,7	77,4	64,9	52,4
a'	-	23,7	-	7,3	-	31,5	12,4	-	63,3	54,1	-
f'	47,5	38,1	52,3	41,5	54,2	35,3	49,6	42,7	23,1	30,1	40,1
m'	38,1	38,1	44,3	51,3	43,2	33,2	38,1	47,2	13,6	15,9	43,8
c'	14,4	-	3,4	-	2,6	-	-	10,1	-	-	16,1
n	81,0	69,8	65,0	68,2	70,6	66,1	69,2	64,8	58,4	67,4	79,1
t	1,1	0,8	0,9	0,6	1,0	0,4	0,5	1,5	0,4	1,3	2,8
g	15,5	7,7	18,8	11,9	19,8	9,8	8,0	12,2	1,8	1,7	13,6
Q	+13,6	+20,3	+23,5	+13,8	+18,5	+22,4	+28,1	+1,1	+30,5	+2,6	-17,0

Tabela 2. Alkalni glinenci iz vzorcev tonalitnega pasu karavanške magmatske cone  
 Tabelle 2. Alkalifeldspate in den aus dem Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone stammenden Proben

R	mg 87°	nm 6°	np 85°	(001)	Or 3° E	2V = -56°
R	89°	7°	83°	(001)	Mi 7° SW	
R	89°	7°	83°	(001)	Or 2° NE	2V = -59°
R	88°	12 1/2°	78 1/2°	(001)	Mi 9° SW	
R	88°	12 1/2°	78 1/2°	(001)	Or 7° NE	2V = -57°
R	82°	9°	85°	(001)	Mi 7° NW	
R	82°	9°	85°	(001)	Or 8° E	V <sub>1</sub> V <sub>2</sub> = -62°
R	83°	7°	89 1/2°	(001)	Mi 4° SW	
R	83°	7°	89 1/2°	(001)	Or 7° SE	V <sub>1</sub> V <sub>2</sub> = -56°
R	90°	1 1/2°	89 1/2°	(001)	Mi 7° SW	
R	90°	1 1/2°	89 1/2°	(001)	Or 4° S	2V = -62°
R	90°	1 1/2°	89 1/2°	(001)	Mi 12° SW	

Opomba: R = razkolna razpoka, Or = ortoklaz, Mi = mikroklin, 2V = kot optičnih osi, V<sub>1</sub>V<sub>2</sub> = kot optičnih osi pri umeritvi obeh osi; ng, nm, np = velika, srednja in mala os optične indikatriše

Bemerkung: R = Spaltfläche, Or = Ortoklas, Mi = Mikroklin, 2V = der bei der Einmessung nur einer optischen Achse gewonnene Achsenwinkel, V<sub>1</sub>V<sub>2</sub> = der bei der Einmessung beider optischen Achsen gemessene Achsenwinkel; ng, nm, np = große, mittlere und kleine Indikatrixachse

Tabela 3. Primerki pohorske globočnine  
 Tabelle 3. Proben aus dem Tiefengestein von Pohorje Gebirge

a) Spektrokemijske analize (ppm) — Spektralanalysen (ppm)

Vzorec - Probe	s	1	2	3	4	5	6	7	8
Be	2	2,3	3,2	2,3	2,7	2	2	2	x
Ga	2	14	12	11	10	11	11	14	22
V	3	39	24	22	24	30	30	26	160
Mo	1	x	1	1,8	2	x	3,5	1,8	x
Ni	1	10	15	12	17	12	19	16	36
Co	1	6	4	4	5	5,5	5	3,3	17
Cu	1	22	10	10	10	7	4	13	4
Zn	32	84	58	360	60	38	60	100	180
Zr	3	270	220	140	220	200	220	180	180
Mn	1	650	600	650	800	560	500	720	2200
Sc	3	8	4,5	4	4	6	6	4	16
Y	3	23	14	12	20	14	33	18	40
La	32	68	32	60	32	36	40	32	45
Sr	5	560	600	530	570	420	380	570	420
Pb	5	35	40	115	25	32	32	115	40
Ba	3	1200	1100	1400	750	720	700	900	2200

Analitik — Analytiker: prof. dr. Z. Maksimović

s = meja občutljivosti

x = pod mejo občutljivosti

Vzorci niso vsebovali Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd in W.

s = Empfindlichkeitsgrenze

x = unterhalb der Empfindlichkeitsgrenze

Die Proben enthielten kein Ag, As, Bi, Sb, Sn, Cd und W.

b) Funkcija f (Nockolds in Allen, 1953) — Funktion F (Nockholds and Allen, 1953)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	30,82	31,14	32,70	30,60	29,86	31,86	32,19	24,35
Mg	0,77	0,98	0,90	0,68	1,04	0,84	0,56	3,94
Ca	3,37	2,82	2,80	2,52	3,23	2,52	2,55	2,02
K	1,60	1,78	2,43	2,58	2,00	2,01	1,89	2,32
f	+7,7	+8,4	+9,6	+9,6	+7,7	+9,3	+9,5	+4,5

Opomba: Analize so podane v utežnih odstotkih. Funkcija  $f = (1/2 \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$

Bemerkung: Die analytischen Angaben sind in Gewichtsprozenten angeführt. Funktion  $f = (1/2 \text{ Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$

c) Parametri Zavarickega (Sawarizki, 1954) — Zavarickij-Parameter (Sawarizki, 1954)

Vzorec - Probe	1	2	3	4	5	6	7	8
a	11,7	11,2	11,3	13,6	11,7	12,7	12,8	8,6
c	5,8	4,8	4,0	4,2	5,5	4,3	4,3	3,3
b	6,3	8,6	5,7	7,5	6,7	6,0	4,9	31,0
s	76,2	75,4	79,0	74,7	76,1	77,0	78,0	57,1
a'	17,6	34,6	-	34,5	8,2	18,2	5,6	29,1
f'	48,4	33,1	42,2	40,0	47,4	42,0	62,5	36,4
m'	34,1	32,3	44,6	25,5	44,3	39,8	31,9	34,5
c'	-	-	13,3	-	-	-	-	-
n	76,5	72,3	62,7	66,7	70,6	72,3	74,5	54,5
t	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	2,1
φ	5,5	6,3	7,2	13,6	10,3	13,6	27,8	8,6
Q	+23,2	+23,6	+31,4	+18,0	+17,8	+24,3	+26,1	-8,9



Tabla 3 — Tafel 3

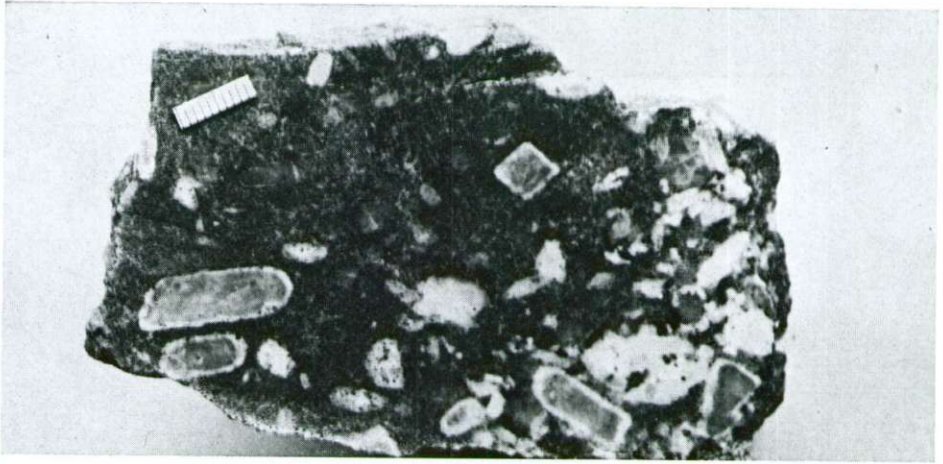


Sl. 1. Porfiroidni granit. Topla  
Abb. 1. Porphyroider Granit. Topla

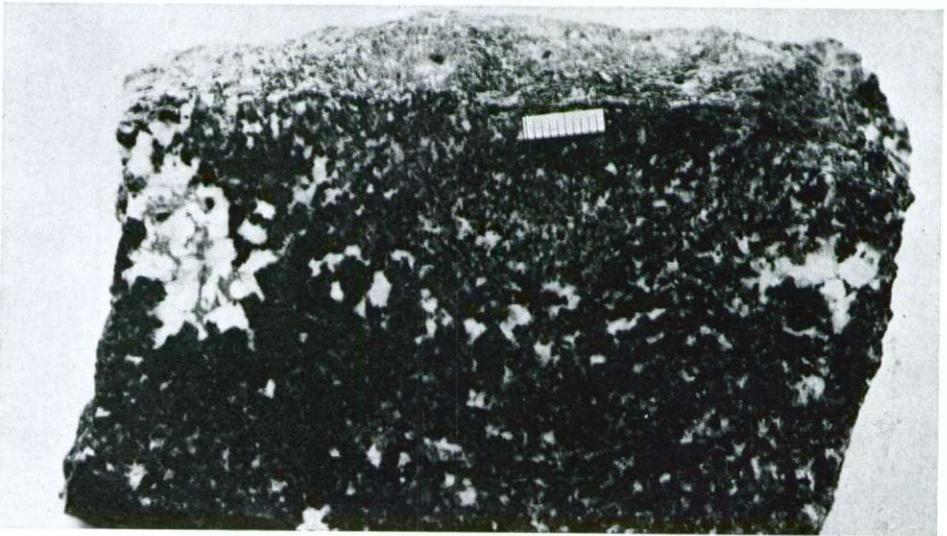


Sl. 2. Monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem  
Abb. 2. Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem

Tabla 4 — Tafel 4



Sl. 1. Porfiroidni monzonitni diorit. Jugovzhodno od Črne na Koroškem  
Abb. 1. Porphyroider Monzodiorit. Südöstlich Črna na Koroškem



Sl. 2. Gabro. Jugovzhodno od Črne na Koroškem  
Abb. 2. Gabbro. Südöstlich Črna na Koroškem



Sl. 1. Magmatska breča — odlomki gabra v granitu (naravna velikost). Topla  
Abb. 1. Magmatische Breccie — Bruchstücke von Gabbro im Granit (natürliche Größe). Topla

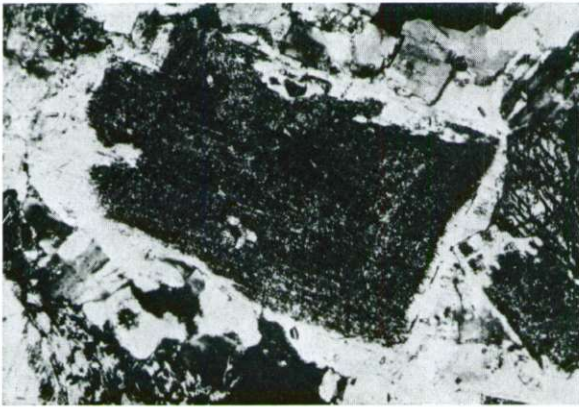
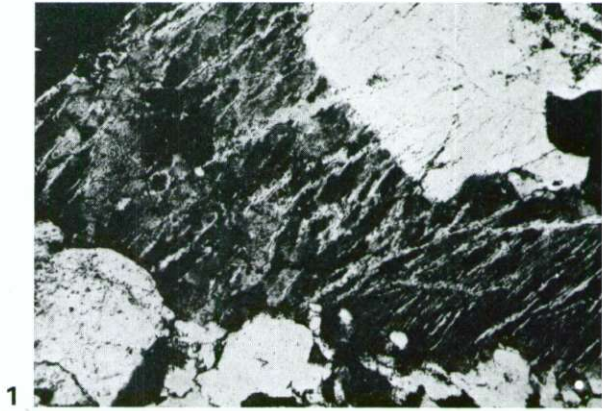


Sl. 2. Kontaktno metamorfoziran filit s porfiroblasti kordierita. Dolina Bistre pri Črni na Koroškem  
Abb. 2. Kontaktmetamorphosierter Phyllit mit Porphyroblasten von Cordierit. Bistratal bei Črna na Koroškem

**Tabla 6 — Tafel 6**

- Sl. 1. Ortoklazni mikropertit z dvojčki mikroklina. Zbrusek št. 29, 34 ×, nikola +. Porfiroidni granit s Tople (tabela 1, vzorec 9)
- Abb. 1. Ortoklas-Aderpertit mit Übergängen zum Mikroklin. Dünnschliff Nr. 29, 34 ×, Nicols +. Porphyroider Granit aus Topla (Tabelle 1, Gesteinsnummer 9)
- Sl. 2. Plagioklaz, katerega notranjost (na sliki temno) nadomešča zmes glinastega agregata, sericita kalcita in klorita. Zbrusek št. 24, 34 ×, nikola +. Monzonitni diorit jugovzhodno od Črne na Koroškem (tabela 1, vzorec 10)
- Abb. 2. Plagioklas, dessen inneren (auf der Abbildung die dunklen) Teile durch Tonaggregat, Sericit, Calcit und Chlorit ersetzt werden. Dünnschliff Nr. 24, 34 ×, Nicols +. Monzodiorit südöstlich Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 10)
- Sl. 3. Gabro z rogovačo in plagioklazi. Zbrusek št. 23, 34 ×, nikola II. Jugovzhodno od Črne na Koroškem (tabela 1, vzorec 11)
- Abb. 3. Gabbro mit Hornblende und Plagioklasen. Dünnschliff Nr. 23, 34 ×, Nicols II. Südöstlich Črna na Koroškem (Tabelle 1, Gesteinsnummer 11)

Tabla 6 — Tafel 6



2



UDK 552.321.3(234.323.61)

## Karawankentonalit

*Ernest Faninger*

Prirodoslovni muzej Slovenije, Ljubljana, Prešernova 20

Die Karawanken-Aufbruchzone entstand im Zusammenhang mit zwei zeitlich getrennten Magmatismen. Die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine sind variszisch, der Tonalit ist aber jünger und könnte alpidisch sein. Auf einen verschiedenen Ursprung der in den beiden Eruptivzügen vorkommenden Plutone deuten die modale und chemische Zusammensetzung, die strukturellen und textuellen Eigenschaften wie auch die vorliegenden Resultate der Absolutaltersbestimmungen.

### Inhalt

1. Einleitung . . . . .	193
2. Geologie der Karawanken . . . . .	193
3. Das Alter der Karawankenplutone . . . . .	194
4. Der Karawankentonalit . . . . .	196
4.1. Die modale Zusammensetzung . . . . .	196
4.2. Die Paralleltexur . . . . .	199
4.3. Chemismus . . . . .	201
4.4. Klassifikation . . . . .	202
4.5. Aplitgänge des Tonalits . . . . .	202
4.6. Melanokrate Einschlüsse im Tonalit . . . . .	202
4.7. Entstehung . . . . .	203
5. Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone . . . . .	203
6. Das Verhältnis zwischen dem Karawankentonalit und Granit . . . . .	204
7. Radiometrische Untersuchungen . . . . .	205
8. Vergleich des Karawankentonalits mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge . . . . .	206
9. Vergleich der Spurenelemente . . . . .	207
10. Zusammenfassung . . . . .	208
11. Danksagung . . . . .	208
Literatur . . . . .	208

## 1. Einleitung

Zwischen Plešivec oberhalb Velenje und Eisenkappel in Kärnten zieht sich in annähernd ost-westlicher Richtung eine langgestreckte Zone magmatischer Gesteine, die im Zusammenhang mit der Geologie der Karawanken oftmalig erwähnte »kristalline Aufbruchzone von Eisenkappel« (H. W. Graber, 1929, p. 25). Sie wird im weiteren in unserem Text als die Karawanken-Aufbruchzone bezeichnet werden. Die Karawanken-Aufbruchzone besteht aus zwei Eruptivzügen, die nach den charakteristischen Vertretern als der Tonalit- und der Granitzug bezeichnet werden, und einem schmalen Streifen metamorpher Gesteine, durch welche die beiden Eruptivzüge getrennt werden (Abb. 1).

Unsere Arbeit ist dem Karawankentonalit gewidmet. Es wird das Problem seiner Klassifikation, Entstehungsart und des Intrusionsalters erörtert. Ferner werden Vergleiche mit den im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Tiefengesteinen und mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge gemacht, damit erforscht werden könnte, wie die Beziehungen zueinander stehen.

Die erforderlichen geologischen Begehungen, die Probenahmen, die mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsdünnschliffe im Durchlicht, die Umrechnungen der chemischen Analysen auf die entsprechenden Parameter und die Zusammenstellung der Abhandlung wurden vom Verfasser durchgeführt. Die opaken Minerale untersuchte Prof. Dr. Stanko Grafenauer. Die Ergebnisse der radiometrischen Altersbestimmungen an den Karawankenplutonen wurden von Dr. Susanne Scharbert zur Verfügung gestellt. Die Analytiker sind im Zusammenhang mit den chemischen Analysen besonders angeführt.

## 2. Geologie der Karawanken

Die Karawanken stellen ein verhältnismäßig junges während der alpidischen Orogenese gefaltetes und gehobenes Gebirge dar. Die höchsten Erhebungen bestehen aus triadischen Kalken und Dolomiten, doch in deren Unterlage kommen auch paläozoische, vom Ordovicium bis zum Perm reichende Schichten zu Tage.

In geologischer Hinsicht werden die Karawanken in die Nord- und Südkarawanken geteilt. Die Nordkarawanken bilden die Kette von Obir und Peca. Die Südkarawanken verlaufen als die östliche Fortsetzung der Karnischen Alpen bis zum Stol als ein einheitliches Massiv, doch hier erfolgt eine Gabelung in zwei Ketten, von denen die eine die Košuta und Olševa darstellen, während die andere von der Storžič-Gruppe mit deren östlichen Fortsetzung in den Kamniške Alpe gebildet wird.

Die zweistämmige Einteilung der Karawanken hat ihre Begründung. Das Jungpaläozoicum und die Trias zeigen in den Nordkarawanken eine ganz andere stratigraphische Entwicklung als in den Südkarawanken. Ferner sind die triadischen Ergußgesteine in den Südkarawanken reichlich vertreten, während in den Nordkarawanken nur kleinere Tuffvorkommen auffindbar sind. Und schließlich sind die tektonischen Strukturen in den Nordkarawanken gegen Norden, in den Südkarawanken dagegen gegen Süden geneigt. Diese Unterschiede haben schon einigen Geologen Anlaß gegeben, daß von ihnen nur die Nordkarawanken zu den Alpen gerechnet worden sind, während die Südkarawanken als ein Teil der Dinariden betrachtet worden sind, wobei gerade die Karawanken-Auf-

bruchzone, insbesondere mit ihrem Granitzug, die alpin-dinarische Grenze darstellen sollte. Neuerdings werden die gesamten Karawanken als die alpin-dinarische Grenzzone betrachtet (F. Kahler, 1953; B. Sikošek & W. Medwenitsch, 1965; B. Sikošek, 1971).

Die Karawanken-Aufbruchzone verläuft entlang des periadriatischen Lineaments, an dem oder in seiner unmittelbaren Nähe im großen Bogen zwischen dem Adamello und dem Pohorje-Gebirge zu mehreren mächtigen Intrusionen, bestehend hauptsächlich aus Tonalit und Granodiorit, gekommen ist. Wegen der mutmaßlichen durch dieselbe Ursache bedingten gleichartigen und gleichzeitigen Entstehung werden sie von W. Salomon (1897) in eine syngenetische Gruppe zusammengefaßt. Zuerst glaubte man, daß die periadriatischen Intrusionen verhältnismäßig jung, das heißt alpidisch sein müßten. Tatsächlich wurde dem Adamello-Tonalit auf Grund der geologischen Untersuchungen das tertiäre Alter erwiesen (H. P. Cornelius, 1928), womit auch die später durchgeführten Absolutaltersbestimmungen im Einklang stehen (E. Callegari-G. Dal Piaz, 1973, p. 32). Aber in letzter Zeit werden durch die radiometrischen Altersbestimmungsmethoden bei den periadriatischen Plutonen, wie z. B. bei der Brixener Masse, auch variszische Alter festgestellt (S. Borsi, A. Del Moro & G. Ferrara, 1972). Das bedeutet also, daß zu den periadriatischen Intrusionen teilweise schon im Zusammenhang mit der variszischen, teilweise aber bedeutend später während der alpidischen Orogenese gekommen ist.

### 3. Das Alter der Karawankenplutone

Die Karawanken-Aufbruchzone mit ihrem Tonalit- und Granitzug und dem sie trennenden kristallinen Schiefer ist schon Gegenstand vieler geologischen und petrographischen Untersuchungen gewesen. Nach den bisherigen Arbeiten geht hervor, daß der südlich gelegene Eruptivzug hauptsächlich von einem gneisähnlich aussehenden Tonalit gebildet wird, während in dem nördlich davon vorkommenden Eruptivzug außer dem Granit auch andere Tiefengesteine wie etwa Gabbro, Diorit und Granodiorit vorkommen. Nach C. Exners (1972, p. 104) Untersuchungen sind die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine genetisch miteinander gebunden. Wird im folgenden vom Karawankengranit die Rede sein, so bezieht sich deshalb sein Alter auch auf die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine.

Nach den bisher erfolgten Untersuchungen der Karawanken-Aufbruchzone wird man sich fragen, ob der Karawankentonalit und die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine Folge eines einzigen oder Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen; im zweiten Falle selbstverständlich auch, welcher der beiden älter bzw. jünger sei. Diesbezüglich gibt es Meinungsverschiedenheiten noch bis zum heutigen Tag. Obwohl Teller (1896, p. 32) keine Anhaltspunkte für die Feststellung der Intrusionsalter der Karawankenplutone angeben konnte, hielt er den Granit für deren jüngstes Glied. Nach Graber (1929, p. 48) ist der Karawankentonalit permokarbonisch, der Granit postpermisch, also jünger als der Tonalit. Auch Exner (1972, p. 103) weist dem Karawankengranit ein jüngerer Alter als dem Tonalit zu. Es gibt aber auch Forscher, die das Entgegengesetzte behaupten. Schon Zorc (1955, p. 28) deutet an, daß der Karawankengranit vortriadisch, also variszisch sein könnte, während der Kara-



wankentonalit ein alpidisches Alter haben muß. Bei der Kartierung des östlichen Teiles der Karawanken-Aufbruchzone vergewisserten sich Isailović und Miličević (1964), daß der Tonalit jünger als der Granit sein muß, was hat auch I. Štručl (1970, p. 18) zu der Überzeugung gebracht, den Karawankengranit für ein variszisches, den Tonalit dagegen für ein vermutlich alpidisches Gebilde anzusehen. Es wird im folgenden noch gezeigt werden, daß die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone tatsächlich Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen. Nun sehen wird uns an, was über das Alter deren Plutone nach geologischen Untersuchungen gesagt werden kann.

1. Im Norden grenzt der Granitzug an die Trias der Nordkarawanken und an die aus Tonschiefern mit Diabaseinlagen bestehende Magdalensbergserie, die in das Ordovicium eingestuft wird (Riehl-Herwirsch, 1970). Die Grenze ist überall nur von tektonischer Natur, auffallend dabei ist aber die Tatsache, daß nur in der Magdalensbergserie vom Granit verursachte kontaktmetamorphe Erscheinungen festgestellt werden, dagegen sind solche in der Trias unauffindbar (Zorc, 1955, p. 28; Exner, 1972, p. 64 und 98). Der Karawankengranit muß also wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie und möglicherweise wenigstens etwas älter als die Trias sein. Dadurch wird bei den im Granitzug vorkommenden Tiefengesteinen ein variszisches Alter vermutet.

2. Im Süden grenzt der Granitzug an einen stark kontaktmetamorph umprägten Phyllit. Abgesehen von der Kontaktmetamorphose, die sicherlich zum größten Teil der Granitintrusion zugeschrieben werden muß, bestehen bezüglich der Herkunft dieses kristallinen Schiefers große Meinungsunterschiede. Nach Graber (1929, p. 48) handelt es sich um oberkarbonische durch jüngere Pressungen verwalzte Äquivalente der Seebergerschiefer. Kahler (1953, p. 14) vergleicht diese Gesteinsart mit der unteren Tonschieferfolge der Magdalensbergserie des Klagenfurter Beckens, die teilweise infolge tektonischer Beanspruchung auch stark phyllitisiert sein kann. Exner (1972, p. 103 und 104) betrachtet den die beiden Eruptivzüge trennenden kristallinen Schiefer als ein regressiv metamorphes Altkristallin, weshalb er ihn als Phyllonit bezeichnet. Da im Laufe der Zeit die Grabers (1929) Meinung nicht bestätigt worden ist, so wird hier die Anschauung F. Kahlers (1953) vertreten und zwar aus dem Grunde, da zu einer so starken und weit verbreiteten Kontaktmetamorphose, wie sie gerade bei dem den Tonalit- und Granitzug trennenden kristallinen Schiefer beobachtet wird, konnte nur in einem vorher relativ schwach metamorphosierten Gestein gekommen sein. Damit bestätigen auch die Verhältnisse am Südrand des Granitzuges, daß der Granit wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie sein muß. Zwischen Koprivna und Topla (Abb. 1) wird der kontaktmetamorph umprägte Phyllit auch nördlich vom Granitzug beobachtet.

3. Der eben besprochene kontaktmetamorph umprägte Phyllit bildet den Schiefermantel der Tonalitintrusion (F. Teller, 1966, p. 22). Dazu werden noch Tonalitapophysen im kontaktmetamorph umprägten Phyllit festgestellt (Graber, 1929, p. 44; S. Isailović & M. Miličević, 1964, p. 5 und 6), was alles darauf hinweist, wenn auch hier die Meinung F. Kahlers (1953) bezüglich des Ursprungs des den Schiefermantel zusammensetzenden Gesteines angenommen wird, daß der Karawankentonalit wenigstens etwas jünger als die altpaläozoische Magdalensbergserie sein muß.

4. Im Süden grenzt der Karawankentonalit an die Trias der Südkarawanken und an den Andesit des Smrckovec. Da die Grenze von tektonischer Natur ist (A. Hinterlechner-Ravnik & M. Pleničar, 1967; I. Štrucl, 1970; E. Faninger, 1970; C. Exner, 1972), kann über das Alter des Tonalits keine Aussage gemacht werden.

Die untere Grenze des Intrusionsintervalles stellt also für alle Karawankenplutone die altpaläozoische Magdalensbergserie dar.

5. Die wahrscheinliche obere Grenze des Intrusionsintervalles stellt für die im Granitzug vorkommenden Plutone, wie es schon erwähnt worden ist, die Trias der Nordkarawanken dar. Die sichere obere Grenze geben aber für alle Karawankenplutone die sich entlang der Velunja ziehenden und gegen Osten die Paka überquerenden tertiären Sedimente an, in denen aus der Karawanken-Aufbruchzone stammende Tonalit- und Granitgerölle zu finden sind (E. Faninger, 1970, p. 100). F. Teller (1896, p. 177) betrachtete diese vorwiegend konglomeratisch entwickelte Schichtserie als das jüngste Glied der hier als Schichten von Socka und Gutenegg zusammengefassten Ablagerungen, mit welcher die ältere Periode tertiärer Sedimentbildung zum Abschluß gelangt war. Nach D. Kuščers (1967, p. 29) Ermittlungen im Gebiet des Kohlenrevirs von Zagorje weisen die Schichten von Socka ein mitteloligozänes Alter auf. Heutzutage werden die an der Velunja vorkommenden tertiären Ablagerungen als Äquivalente der mittelmiozänen Eibiswalder Schichten (K. Kollmann, 1975) betrachtet (P. Mioč, persönliche Mitteilung). Damit müssen die Karawankenplutone wenigstens etwas älter als Mittelmiozän sein.

Bei den bisherigen Betrachtungen wurde die Frage nicht angeschnitten, ob der Karawankentonalit jünger oder älter als der Granit sei. Die beim Tonalit entwickelte Paralleltexur könnte zur Lösung dieser Frage nur dann herangezogen werden, wenn sie im Zusammenhang mit einer Regionalmetamorphose entstanden wäre, was aber, wie noch erläutert wird, nicht der Fall gewesen ist. Da nach den bisherigen Beobachtungen die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone völlig getrennt voneinander verlaufen (F. Teller, 1898), schiene vom geologischen Standpunkt aus die Frage des Altersverhältnisses des Tonalits zu den im Granitzug vorkommenden Tiefengesteinen unlösbar zu sein. Aber S. Isailović und M. Miličević (1964, p. 29) stellten in Ravne oberhalb Šoštanj im Tonalit vom Granit durchtränkte Phyllitschollen fest, woraus eindeutig hervorgeht, daß der Karawankentonalit jünger als der Granit sein muß.

Die geologischen Untersuchungen lassen also die folgende Schlußfolgerung zu: Alle Karawankenplutone könnten sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Der Karawankentonalit ist jünger als die den Granitzug bildenden magmatischen Gesteine.

#### 4. Der Karawankentonalit

4.1. Die modale Zusammensetzung. Der Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone wird hauptsächlich aus einem eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur aufweisenden mittel- bis grobkörnigen Quarzbiotithornblende-diorit gebildet, der nach jedem Klassifikationsprinzip auch Tonalit genannt

werden kann (Tafel 1, Abb. 1). Beim Zurücktreten des Hornblendegehaltes geht der Tonalit allmählich in den Quarzbiotitdiorit über, beim Anwachsen des Alkalifeldspatgehaltes dagegen in den Granodiorit. Der Biotit wird teilweise vom Chlorit ersetzt, während bei der Hornblende Umwandlungen in Epidot beobachtet werden. Von den opaken Mineralen werden im Tonalit geringe Mengen Magnetit, Titanomagnetit, Pyrit, Ilmenit, und Leukoksen festgestellt. Der in der Hornblende eingeschlossene Magnetit ist älter als die Hornblende. Der Ilmenit enthält auch Magnetitnadeln. Der Leukoksen mußte aus dem Ilmenit entstanden sein. Die quantitativen modalen und chemischen Zusammensetzungen einiger aus dem Tonalitzug stammenden Tiefengesteinsproben sind in der Tabelle 1, Gesteinsnummer 1 bis 7, angeführt.

Die Plagioklase der in der Tabelle 1 als Tonalit und Quarzbiotitdiorit bezeichneten Gesteine (Gesteinsnummer 1 bis 6) haben eine ungefähre Größe von 1,5 mm, es kommen aber auch bis zu 2,5 mm lange Leisten vor. Die Plagioklase können zonar wie auch nichtzonar gebaut sein. Die Zusammensetzung der zonaren Plagioklase schwankt zwischen 60 % An im Kern bis 21,5 % An am Plagioklasrand. Im Mittel enthalten die Plagioklaskerne 55 % An, die mittleren Plagioklasregionen 47,5 % An und die Peripherien 38 % An, so daß die zonaren Plagioklase einen durchschnittlichen Gehalt von 47 % An aufweisen. Bei den nichtzonaren Plagioklasen wurde eine mittlere Zusammensetzung von 50 % An festgestellt, doch auch bei ihnen werden oft Ränder mit einem geringeren Anortitgehalt, und zwar durchschnittlich mit 40 % An, beobachtet. Damit kann bei den nichtzonaren Körnern eine ähnlich mittlere Zusammensetzung erwartet werden, wie sie bei den zonar gebauten Plagioklasen gemessen worden ist. Drei für den Karawankentonalit typische Plagioklase werden auf der Tafel 2, Abb. 1, 2 und 3, gezeigt.

Das Innere mancher Plagioklase wird durch Epidot- und Sericitaggregate ersetzt. Die Füllsubstanzen deuten an, daß manche Plagioklaskerne vor dem Umwandlungsvorgang reich an Anortit gewesen sein mußten. Tatsächlich stellte C. Exner (1972, p. 22) in einem Plagioklaskern sogar 90 % An fest.

Die Alkalifeldspate des Karawankentonalits und der im Zusammenhang mit ihm vorkommenden alkalifeldspatreicheren Proben erwiesen sich als Ortoklas. Die Angaben der U-Tischvermessungen befinden sich auf der Tabelle 2. Charakteristisch ist ein verhältnismäßig kleiner Winkel der optischen Achsen. Die Lage der optischen Indikatritz läßt zwar in einigen Fällen auf einen Übergang zum Mikroklin schließen, doch weil auch in diesen Fällen die Alkalifeldspate unter dem Polarisationsmikroskop das typische Erscheinungsbild des Ortoklases bieten, werden sie zum Ortoklas gerechnet.

Der Quarz kommt in langgestreckten linsenförmigen stark zerbröckelten Aggregaten vor. Sie sind in den verschieferten Proben ungefähr parallel angeordnet und erreichen eine Länge bis cca 1 cm. Die Größe der die Quarzaggregate zusammensetzenden meist langgestreckten Körnchen schwankt gewöhnlich zwischen 0,2 und 0,4 mm. Bei größeren Körnchen wird eine undulöse Auslöschung beobachtet.

Der Biotit weist dunkelbraune bis hellgelbe pleochroische Farben auf. Die Biotitflöckchen können eine Länge bis zu 8 mm erreichen. Sie sind oft gekrümmt und werden meist aus kleineren Blättchen zusammengesetzt.

Die Hornblendesäulchen werden bis zu 1 cm lang. Die Auslöschungsschiefe  $c/ng$  variiert zwischen  $12^\circ$  und  $21^\circ$ , im Mittel aber beträgt sie  $c/ng = 17^\circ$  (4 Messungen). Zwei Einmessungen des Achsenwinkels ergaben  $2V = -63^\circ$  und  $2V = -67^\circ$ . Pleochroismus: ng blaugrün, nm braungrün, np hellbraungrün.

Aus dem Tonalitzug wurde mikroskopisch und chemisch auch eine etwas mehr leukokrate Gesteinsprobe untersucht, die wegen des einigermaßen größeren Ortoklasgehaltes schon als Granodiorit bezeichnet werden kann (Tabelle 1, Gesteinsnummer 7). Der mittlere Anortitgehalt der nichtzonaren Plagioklase dieser Probe, wobei aber die etwas saureren Plagioklasränder unbeachtet bleiben, beträgt im Durchschnitt 48 % An.

Gegen Osten wird der Karawankentonalit immer mehr verwittert. Daß aber auch dort noch der Tonalit in seiner typischen Erscheinungsform auftritt, beweist ein mikroskopisch untersuchter Lesestein, der auf dem Bergabhang zwischen Sedlar und der Velunja (Abb. 1) gesammelt worden ist. Das Stück weist eine Paralleltextur auf. Die nichtzonaren Plagioklase enthalten im Mittel 46 % An. Die modale Zusammensetzung ist aber folgende (Vol. %): Plagioklase 55,8, Ortoklas 5,5, Quarz 18,5, Biotit 16,1, Chlorit 0,4, Hornblende 3,2, Epidot 0,3, Apatit 0,1 und opake Minerale 0,07.

Oberhalb Silvester am Ludranski vrh (Abb. 1) wurde im Tonalitzug eine Gesteinsprobe mit folgender Zusammensetzung (Vol. %) mikroskopisch untersucht: Plagioklase 46,3, Ortoklas 11,7, Quarz 28,2, Biotit 0,3, Chlorit 12,3, Epidot 2,7, Apatit 0,1 und opake Minerale 0,3. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 38,5 % An. Das Gestein hat eine ausgesprochene Paralleltextur. Wegen des verhältnismäßig grossen Ortoklasgehaltes handelt es sich offensichtlich um Granodiorit.

Eine oberhalb des Gehöftes Jožefov mlin in Ravne oberhalb Šoštanj (Abb. 1) entnommene Probe hat folgende modale Zusammensetzung (Vol. %): Plagioklase 53,8, Ortoklas 1,7, Quarz 21,9, Biotit 8,2, Chlorit 14,3, Epidot 0,09 und Apatit 0,09. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 39 % An. Es handelt sich um einen stark chloritisierten Quarzbiotitdiorit.

Man beobachtet, daß der Südrand des Tonalitzuges, von wo auch die beiden letztgenannten Proben stammen, stark verwittert, chloritisiert und epidotisiert ist. Auch der Anortitgehalt der Plagioklase weist einen etwas niedrigeren Wert auf. So konnte in einer am Südrand des Tonalitzuges südwestlich Šumel in Koprivna (Abb. 1) entnommenen Probe bei den Plagioklasen nur 35 % An festgestellt werden, während die Plagioklase der unweit davon doch aus der Mitte des Tonalitzuges gesammelten Probe (Tabelle 1, Gesteinsnummer 5) durchschnittlich, wie schon erwähnt, einen bedeutend höheren Anortitgehalt aufweisen. Das Gestein ist außerdem noch stark zerbröckelt, limonitisiert und völlig chloritisiert. Es befindet sich am Kontakt mit der Trias. Die Grenze ist tektonisch.

Eine noch größere Abweichung vom typischen Tonalit konnte an jener Stelle des Südrandes des Tonalitzuges festgestellt werden, wo südlich Mravljak die Velunja den Tonalitzug durchbricht (Abb. 1). Hier ist das Gestein sogar porphyroid entwickelt, stark mylonitisiert, während die Paralleltextur noch kaum wahrnehmbar ist. Die Einsprenglinge werden vom Quarz und Ortoklas gebildet. Der Quarz kommt nicht in den für den Tonalit sonst typischen langgestreckten zerbröckelten Formen vor, er zeigt aber eine undulöse Auslöschung. Die ur-

sprünglich vorhandenen Plagioklase werden völlig durch Sericit und Kaolinitagregate ersetzt. Das Verhalten der Beckeschen Linie läßt bei den etwas frischer aussehenden Plagioklasen auf Albit schließen. Die femischen Minerale werden vom Chlorit vertreten. Es handelt sich offensichtlich um einen albitisierten porphyroiden Granodiorit. Trotz der Unterschiede gegenüber dem typischen Tonalit steht sicher fest, daß das Gestein mit ihm genetisch gebunden ist.

**4.2. Die Paralleltextur.** Für den Karawankentonalit und für alle im Tonalit-zug vorkommenden Abarten des Tonalits ist charakteristisch eine mehr oder weniger in Erscheinung tretende Paralleltextur, weswegen das Gestein schon als Tonalitgneis (E. Suess, 1868; L. Dolar-Mantuani, 1935; C. Exner, 1972), Tonalit mit Parallelstruktur (F. Teller, 1896); Flaser-tonalit (H. W. Graber, 1897) und Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) genannt worden ist. In Anbetracht der vielen Benennungen wird man sich fragen, wie soll der Karawankentonalit näher bezeichnet werden, wenn die Gefügeregelung bei der Gesteinsbenennung mitberücksichtigt werden soll. Die Antwort ergibt sich aus der Feststellung des Zustandekommens der Paralleltextur.

Nach A. Johannsen (1958, p. 129) muß streng zwischen einem »granitoid gneiss« und einem »gneissoid granite« unterschieden werden. Im ersten Falle handelt es sich um ein metamorphes Gestein, im zweiten dagegen um ein magmatisches Gestein, das einem Gneis nur ähnlich aussieht. Danach muß mit dem Tonalitgneis ein regionalmetamorphes Gestein bezeichnet werden, das die modale Zusammensetzung des Tonalits besitzt. Handelt es sich aber um ein Tiefengestein von tonalitischer Zusammensetzung, das wegen der vorhandenen Paralleltextur einem Gneis nur ähnlich aussieht, so muß dessen nähere Bezeichnung anderswie lauten.

Der Karawankentonalit wurde zuerst als Tonalitgneis bezeichnet (E. Suess, 1868). Eine Paralleltextur aufweisende Modifikation des Tonalits kommt auch am Nordostabhang des Adamello-Presanella Massives vor. W. Salomon (1891) bewies, daß es sich hier trotz des gneisähnlichen Aussehens um ein magmatisches Gestein handelt, weshalb er die verschieferte Tonalitmodifikation als gneisartiger Tonalit bezeichnet hat. Als Beweis dienten ihm die fließenden Übergänge zwischen dem normalen und den verschieferten Abarten des Tonalits. Die Paralleltextur der gneisartigen Modifikation des Tonalits faßt W. Salomon (1891) als Produkt einer Dynamometamorphose auf, die an den bekannten tektonischen Linien am Nordostrand des Adamello-Presanella Massives erst nach vollendeter Kristallisation zur Wirkung gekommen sein sollte. Im Gegensatz zur dieser Auffassung hält F. Löwl (1893) die Annahme für wahrscheinlicher, daß die Schieferung des Tonalits schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstanden sei. Später konnte G. B. Trener (1906, p. 423) bei seinen Begehungen in der Presanellagruppe eine Reihe von Tatsachen feststellen, welche für die Auffassung Salomons (1891) als ungünstig erklärt werden mußten, dagegen hat er keine gefunden, welche die Erklärung F. Löwls (1893) widersprechen. Auf Grund des Schieferungsgrades unterscheidet G. B. Trener (1906) zwischen dem normalen Tonalit, Tonalit mit Parallelstruktur und dem Tonalitgneis, wobei er aber auch die verschieferten Abarten für magmatische Gesteine hält. Nach G. B. Trener (1906, p. 423) könnte die Paralleltextur auch dadurch entstanden sein, daß der bei dem Erstarrungsvorgang

aus dem Magma freiwerdende Gasdruck die schon erstarrten Randpartien des Tonalits gegen die Schieferhülle gedrückt haben sollte.

Die Lösung des Problems der Entstehung der Paralleltextur, die bei manchen periadriatischen Plutonen so deutlich in Erscheinung tritt, gelang eigentlich schon H. W. Graber (1897). Er stellte fest, daß der Karawankentalit die Paralleltextur schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat. Beim Karawankentalit werden nämlich starke Kataklasterscheinungen wahrgenommen. So werden z. B. in manchen Plagioklasen durch Druck verursachte Klüfte festgestellt, die nachträglich mit Alkalifeldspat, Quarz, Epidot und Chlorit aufgefüllt worden sind. In einer solchen Kluft stellte H. W. Graber (1897, p. 251 und 253) eine Alkalifeldspatfüllung fest, die optisch genau so orientiert ist wie der sich am Plagioklasrand befindende Alkalifeldspat, der von außen her in die Kluft reicht. Dieselbe Erscheinung konnte von uns im Falle einer Quarzfüllung (Tafel 2, Abb. 3) beobachtet werden. Das bedeutet also, daß die beim Erstarrungsvorgang schon in reichlicher Menge ausgeschiedenen Plagioklase bei der Kataklaste zuerst gebrochen worden sind, und nachher in die so entstandenen Klüfte die sich zuletzt aus dem Magma ausscheidenden Minerale, das heißt vorwiegend der Quarz und die Alkalifeldspate, eingepreßt worden sind. Der gerichtete Druck mußte also schon vorhanden gewesen sein, ehe das Tonalitmagma völlig auskristallisierte.

Das Zustandekommen der Paralleltextur beim Karawankentalit kann auf Grund der besprochenen Tatsachen auf folgender Weise erklärt werden: Im flüssigen wie auch noch im zu Teil auskristallisierten Magma herrscht nur ein allseitig gerichteter hydrostatischer Druck, obwohl zu diesem Zeitpunkt schon von außen her auf das Magma ein gerichteter Druck einwirken könnte. Sobald aber das Magma zum großen Teil auskristallisiert hat, kommt immer mehr der gerichtete Druck, wenn vorhanden, zum Ausdruck. Dann werden die sich schon berührenden in reichlicher Menge ausgeschiedenen Plagioklase teilweise gebrochen. Der sich nun auszuscheiden beginnende Quarz wird in linsenförmige zerbröckelte Aggregate gepreßt, denen sich die schon vorher ausgeschiedenen Biotitflöckchen anzuschmiegen beginnen, während die kleineren Plagioklaskörner zwischen abgeplatteten Quarzaggregaten zum größten Teil richtungslos liegen bleiben. So wird dem Karawankentalit die Paralleltextur hauptsächlich von den ungefähr parallel liegenden Quarzaggregaten und Biotitflöckchen erteilt. Sie entstand also nicht erst nach der Erstarrung des Magmas durch Einwirkung einer Regional- oder Dynamometamorphose, sondern schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge, genauer gesagt gegen ihren Ende zu. Deshalb ist der Karawankentalit trotz seines gneisähnlichen Aussehens kein Gneis, sondern durchaus noch ein magmatisches Gestein. Zwar nennt ihn H. W. Graber (1897, p. 240) zuerst noch Tonalitgneis, betonte aber zugleich, daß er nur deshalb so getan hat, weil das betreffende Gestein schon vorher von E. Suess (1864) als Tonalitgneis bezeichnet worden war; Graber selbst hätte das Gestein lieber Flaserentalit genannt. In der späteren Arbeit ist bei H. W. Graber (1929) nur vom Gneisentalit, Flaserentalit oder einfach vom Tonalit die Rede.

Die heutigen Adamelloforscher bezeichnen die eine Paralleltextur aufweisenden Tonalitabarten als »tonaliti a tessitura parallela« (A. Bianchi, E. Callegari, P. G. Jobstraibizer, 1970, p. 108 und 109), worunter sie zwei Typen einschließen. In einem Falle handelt es sich um die Fluidaltextur. Die-

ser Typus kommt an mehreren Stellen innerhalb des Tonalitmassives vor, bezeichnet für ihn ist aber die Abwesenheit der Kataklase. Dagegen ist für den zweiten Typus, der aber nur auf den nordöstlichen Rand des Adamello-Presanella Massives, wo die bekannten tektonischen Linien auftreten, beschränkt ist, gerade die Kataklase die charakteristische Erscheinung. Mit dem letzt erwähnten Typus vergleicht F. Teller (1896) den in den Karawanken vorkommenden »Tonalit mit Parallelstruktur«.

Wie soll nun ein Tonalit näher bezeichnet werden, der wegen der Paralleltextur einem Gneis ähnlich aussieht, aber durchhaus noch ein magmatisches Gestein darstellt? Es stehen die Ausdrücke gneisartiger Tonalit (W. Salomon, 1891), Flaser-tonalit (H. W. Graber, 1897), Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) und Tonalit mit Paralleltextur (A. Bianchi, E. Calligari, P. G. Jobstraibizer, 1970) zur Verfügung. Da H. W. Graber (1897) die Entstehung der Paralleltextur beim Karawankentonalit zuerst richtig erkannt hat, so möchten wir für dieses Gestein die nähere Bezeichnung Gneistonalit (H. W. Graber, 1929) vorschlagen, doch wir werden es im weiteren Text wie auch in den Tabellen, da es sich ja hier um ein magmatisches Gestein handelt, einfach Tonalit nennen, wie H. W. Graber (1929) auch selbst getan hat.

In diesem Zusammenhang soll auch der Tonalit von Pohorje Gebirge erwähnt werden, der einige km nordöstlich der Karawanken-Aufbruchzone, aber schon im Bereiche der Centralalpen auftritt, und bei dem auch eine Paralleltextur beobachtet wird. Nach F. Tellers (1893) ersten Auffassung sollte dieses Gestein einen alten Gewölbekern bilden, weshalb er es als Granitgneis bezeichnet hat. Später hat F. Teller (1896) eingesehen, daß es sich hier doch um ein magmatisches Gestein handelt, weshalb er den »Granitgneis« in Granit mit Parallelstruktur umbenannt hat. Nach eingehenden Untersuchungen A. Kieslingers (1935) hat das Tiefengestein von Pohorje Gebirge die Paralleltextur schon erlangt im Zuge der Erstarrungsvorgänge, weshalb er es gemäß der modalen Zusammensetzung einfach als Tonalit bezeichnet.

Die richtige Deutung des Zustandekommens der bei manchen Tiefengesteinen auftretenden Paralleltextur scheint beim Karawankentonalit von besonderer Wichtigkeit zu sein im Zusammenhang mit der Beurteilung der Frage, ob der Tonalit jünger oder älter ist als die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine, bei denen die Paralleltextur nicht vorkommt. Da der Karawankentonalit die Paralleltextur schon im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat, so darf sie in diesem Falle zur Lösung der relativen Altersfrage nicht herangezogen werden; sie besagt nur, daß der Karawankentonalit unter ganz anderen tektonischen Bedingungen erstarrt ist als die im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Gesteine.

4.3. **Chemismus.** Nach Niggli (C. Burri, 1959) treten beim Karawankentonalit ausgesprochen isophale ( $al \approx fm$ ) quarzdioritische Magmen auf, die näher genommen, Übergänge zwischen dem peléitischen und tonalitischen Magmatypus darstellen (Tabelle 1e, Gesteinsnummer 1, 3, 4 und 5). Beim Quarzbiotitdiorit sind Übergänge zu salischen ( $al > fm$ ) granodioritischen Magmen vorhanden (Tabelle 1e, Gesteinsnummer 2 und 6). Der im Tonalitzug vorkommende Granodiorit (Tabelle 1e, Gesteinsnummer 7) weist einen Übergangsche-

mismus zwischen dem leukopelécitischen und leukotonalitischen Typus der granodioritischen Magmen auf.

**4.4. Klassifikation.** Der im Tonalitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommende Quarzbiotithornblendediorit (Tabelle 1, Gesteinsnummer 1, 3, 4 und 5) entspricht nach jeder Klassifikation dem Tonalit, sei es nach A. Streckeisen (1967), F. Ronner (1963), W. Lindgren (1900) oder im ursprünglichem Sinne des Wortes Tonalit (G. vom Rath, 1864). Er entspricht nach dem Vorschlag der International Union of Geological Sciences (IUGS, 1973) dem Tonalit. Der Karawankentonalit ist auch in petrographischer Hinsicht identisch mit dem Adamello-Tonalit, wie ihn A. Bianchi, E. Callegari, P. G. Jobstraibizer (1970) beschrieben haben, und zwar mit der am Nordstrand des Adamello-Presanella Massives vorkommenden verschieferten Abart, bei der Kataklaserscheinungen wahrgenommen werden.

Ob die Quarzbiotitdioritproben (Tabelle 1, Gesteinsnummer 2 und 6) als Tonalit bezeichnet werden können, hängt vom Klassifikationsprinzip ab. Nach IUGS (1973) sind sie Tonalit. Auch die Namensgebung der Gesteinsprobe Nr. 7 in der Tabelle 1 hängt vom gewählten Klassifikationsprinzip ab; nach W. Lindgren (1900), A. Streckeisen (1967) und IUGS (1973) haben wir mit Granodiorit zu tun, nach F. Ronner (1963) dagegen mit Tonalit.

Die Klassifikation nach A. Streckeisen (1967) für alle aus dem Tonalitzug stammenden quantitativ mikroskopisch untersuchten Gesteinsproben ist auf der Abb. 2 dargestellt.

**4.5. Aplitgänge des Tonalits.** Der Karawankentonalit ist ausgesprochen aplitarm. Einen ungefähr 1 m breiten autochthonen Aplitgang im Tonalit wurde bei dem Gehöft Kešpan in Ravne oberhalb Soštanj entdeckt. Das Gestein ist stark verwittert. Das Verhalten der Beckeschen Linie läßt schließen auf verhältnismäßig saure Plagioklase; in einem Plagioklaskorn wurden 14% An gemessen. Der Quarz kommt in langgestreckten zerbröckelten Aggregaten vor.

Ein ungefähr 1 cm breiter Aplitgang wurde in einem an der Meža westlich Črna na Koroškem gefundenen Tonalitgerölle entdeckt. Die aus einem Dünnschliff errechnete modale Zusammensetzung (Vol. %) enthält: Plagioklase 15, Ortoklas 50, Quarz 32 und Biotit mit Hornblende 2. Auch wintzige Granatkörner kommen vor. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 49% An. Der Quarz zeigt wie in der vorher beschriebenen Aplitprobe dieselben Erscheinungsformen wie im Tonalit.

**4.6. Melanokrate Einschlüsse im Tonalit.** Wie in allen granitoiden Tiefengesteinen kommen auch im Karawankentonalit einige dm lange melanokrate Einschlüsse vor. Die modale und chemische Zusammensetzung eines solchen aus dem Tonalit in Bistra-Tal stammenden melanokraten Einschlusses (Tafel 1, Abb. 2) ist in der Tabelle 1, Gesteinsnummer 8, angeführt. Wegen der Feinkörnigkeit und des Auftretens einiger größeren Plagioklas- und Hornblendekristalle ist die Struktur porphyroid. Beim untersuchten Stück kommt die Paralleltextur nicht vor. Die Plagioklase enthalten durchschnittlich 50% An. Quarz kommt nicht in langgestreckten Formen vor, er ist aber zerbröckelt und zeigt undulöse Auslöschung. Mittels der Auflichtmikroskopie wurden Magnetit, Magnetit mit Maghemit, Ilmenit, Ilmenit mit Hämatit, Grafitoid, Sphalerit, Pyrit, Titanomagnetit, Leukoksen und Rutil entdeckt. Es kommen zwei Magnetitgenera-



tionen vor, von denen die jüngere titanreicher ist. Der Magnetit ist ksenomorph und jünger als der Biotit.

Die Entstehung der melanokraten Einschlüsse kann verschiedentlich sein. Was deren im Karawankentonalit betrifft, so stimmen wir mit Gottfried (1932) überein, der die Bildung der melanokraten Einschlüsse im Adamello-Tonalit gedeutet hat. Es soll sich danach um Differentiationsprodukte handeln, die sich im Tonalitmagma schon im flüssigen Zustand abgesondert hatten und gleich nach der darauf erfolgten Intrusion zuerst auskristallisierten.

**4.7. Entstehung.** Die granitoiden Magmen können auf verschiedene Weisen entstehen. Es kann sich um einen Differentiationsvorgang eines gabbroiden Magmas handeln. Einige granitoiden Magmen verdanken ihre Entstehung der Palingenese. Es kommen auch die Hybridisationsprozesse in Frage, aber auch die Metasomathose kann manche Gesteinsarten in granitoide Gesteine umwandeln.

Für eine Metasomathose oder Hybridisation gibt es beim Karawankentonalit keine Anzeichen. Es kommen bei seiner Entstehung nur die magmatische Differentiation und Palingenese in Frage. Die relativ anortitreichen Plagioklase sprechen eher für die Differentiation eines gabbroiden Magmas. Zwar werden heute im Zusammenhang mit dem Karawankentonalit keine Gabrovorkommen gesichtet, doch am Adamello wird eine lückenlose Differentiationsreihe vom Gabbro über den Diorit und Tonalit zum Granodiorit beobachtet (Callegari, 1963, p. 117). Da der Karawankentonalit in petrographischer Hinsicht identisch mit dem im Adamello vorkommenden Tonalit ist, kann bei ihm die gleiche Entstehungsart erwartet werden, das heißt die magmatische Differentiation.

## 5. Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone

Der Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone wird von mehreren strukturell und der mineralen Zusammensetzung nach verschiedentlich gestalteten Tiefengesteinskörpern zusammengesetzt, bei denen aber, im Gegensatz zu dem Karawankentonalit, die Paralleltextur nicht beobachtet wird. Nach C. Exner (1972, p. 104) kommen im Granitzug Gabbro, Diorit, Granodiorit und Granit mit einer lamprophyrischen und aplitisch-pegmatitischen Gangfolge vor, die alle Produkte einer magmatischen Differentiation darstellen. Auch Mischgesteine (C. Exner, 1972, p. 72), die schon von H. W. Graber (1929, p. 29) erwähnten »Redwitzite«, kommen vor. Schließlich spielten auch die Verdrängungsercheinungen eine große Rolle; ihnen hat die Entstehung der bis cc. 2 cm groß werdenden und einen weissen Oligoklassaum aufweisenden fleischroten Alkalifeldspate zu verdanken (C. Exner, 1972, p. 86; P. Mioč, 1972, p. 226), die den Granitzug aufbauenden Gesteinen, insbesondere dem Granit, eine porphyroide Struktur erteilen können.

Von uns werden hier drei typische Vertreter der im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine näher beschrieben. Es handelt sich um den Granit, der wegen der porphyroiden Struktur näher als porphyroider Granit bezeichnet werden muß (Tafel 3, Abb. 1), ferner um den Monzodiorit (Tafel 3, Abb. 2), der ebenso porphyroid entwickelt sein kann (Tafel 4, Abb. 1), und Gabbro (Tafel 4, Abb. 2). In dem Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone kommen an manchen Stellen magmatische Breccien vor, in denen Bruchstücke vom

Gabbro im Granit gefunden worden (Tafel 5, Abb. 1), woraus hervorgeht, daß der Gabbro relativ älter als der Granit sein muß. Im Zusammenhang mit den Abbildungen soll hier noch der kontaktmetamorph umprägter Phyllit gezeigt werden (Tafel 5, Abb. 2), der die beiden Eruptivzüge der Karawanken-Aufbruchzone von einander trennt.

Die Hauptbestandteile des porphyroiden Granits sind Plagioklase, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit und Hornblende, wobei der Biotit teilweise vom Chlorit und die Hornblende teilweise vom Epidot ersetzt wird (Tabelle 1, Gesteinsnummer 9). In ganz geringen Mengen kommen Apatit und Calcit vor. Mit der Auflichtmikroskopie wurden noch Ilmenit, Titanomagnetit, Leukoksen, Pseudobrookit, Pyrit, Rutil, Zirkon und Sphen entdeckt. Die Plagioklase entsprechen im Mittel einem Oligoklas mit 21,5 % An. Die Alkalifeldspate werden vom Ortoklas-Aderperthit vertreten, der stellenweise schon in Mikroklin übergegangen ist (Tafel 6, Abb. 1). Einige Alkalifeldspate weisen einen Plagioklassaum auf, seltener wird aber das Entgegengesetzte beobachtet, daß nämlich die Plagioklase einen aus Alkalifeldspat bestehenden Saum besitzen.

Die Hauptbestandteile des Monzodiorits sind Plagioklase, Ortoklas, Biotit und Hornblende (Tabelle 1, Gesteinsnummer 10). Charakteristisch für diesen Gesteinstypus sind die vielen Apatitnadeln in den Plagioklasen, deren Innere zum großen Teil mit einer Füllsubstanz, bestehend aus Tonaggregaten, Sericit, Calcit und Chlorit, ersetzt wird (Tafel 6, Abb. 2). Die noch erhaltenen Plagioklasteile enthalten durchschnittlich 21 % An. Mit der Auflichtmikroskopie wurden Ilmenit, Magnetit, Pyrit, Titanomagnetit, Leukoksen, Zirkon und Sphen entdeckt. Der Magnetit ist korodiert. Der Ilmenit ist jünger als die Silikatminerale.

Im Monzodiorit werden hier und da die großen einen Plagioklassaum besitzenden Alkalifeldspate beobachtet (Tafel 4, Abb. 1). Kommt es zu deren Anhäufungen, so entsteht aus dem Monzodiorit der für den Granitzug so typische »Randporphyr« (H. V. Graber, 1897, p. 234).

Der im Granitzug vorkommende Gabbro ist fein- bis mittelkörnig und besteht hauptsächlich aus Hornblende, Plagioklas, Chlorit, Sphen und Apatit (Tabelle 1, Gesteinsnummer 11). Die Plagioklase enthalten im Mittel 43,5 % An. Die opaken Minerale werden vom Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Leukoksen und Pyrrhotin vertreten, wobei unter ihnen der Pyrit, der schon makroskopisch sichtbar ist, vorherrscht. Der Pyrit ist älter als Ilmenit und der Ilmenit älter als Sphen. Es kommen auch viele Vakuolen vor, die mit Calcit, Epidot und Plagioklas ausgefüllt werden. Die Abb. 3 der Tafel 6 zeigt das Erscheinungsbild des Gabbros unter dem Polarisationsmikroskop.

Die graphische Darstellung der Klassifikation nach A. Streckeisen (1967) für die drei untersuchten aus dem Granitzug stammenden Gesteinsarten wird auf der Abb. 2 gezeigt.

## 6. Das Verhältnis zwischen dem Karawankentonalit und Granit

Die Karawankenplutone sind aus zwei zeitlich getrennten Magmatismen hervorgegangen. Im Zusammenhang mit dem einen sind die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine entstanden, mit dem anderen dagegen der Tonalit. Es gibt dafür folgende Beweise:

1. Obwohl im Granitzug manigfaltig beschaffene magmatische Gesteine vorkommen, wird unter ihnen der Tonalit nicht gefunden.

2. Der Karawankentonalit und alle im Tonalitzug vorkommende Abarten des Tonalits sind durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur charakterisiert, die bei den den Granitzug zusammensetzenden magmatischen Gesteinen nicht feststellbar ist.

3. In Ravne oberhalb Soštanj wurden im Tonalit von dem Granit durchtränkte Phyllitschollen festgestellt (S. Isailović & M. Miličević, 1964).

4. Schließlich läßt auch der Chemismus der Vertreter der beiden Eruptivzüge auf zwei verschiedene Magmatismen schliessen, was der Vergleich der Niggli-Variationsdiagramme deutlich hervorbringt (Abb. 3).

### 7. Radiometrische Untersuchungen

Nach den bisherigen geologischen Untersuchungen könnten alle Karawankenplutone sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine, die sicherlich älter als der Tonalit sind, besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Das konkrete Alter der Karawankenplutone könnte nur mit radiometrischen Altersbestimmungsmethoden ermittelt werden. Diesbezüglich sind schon Untersuchungen eingeleitet worden. So bestimmte S. Scharbert (1975) mit der Rb/Sr Methode die Abkühlalter der Biotite. Die Datierungen ergaben beim Tonalit Alterswerte  $29 \pm 6$  Millionen Jahre (Bistra—Tal südwestlich Črna na Koroškem) bzw.  $28 \pm 4$  Millionen Jahre (Javorski potok östlich Črna na Koroškem), bei den im Granitzug im Raum Eisenkappel (Kärnten) entnommenen und als Granodioritporphyr bezeichneten Proben  $224 \pm 9$  bzw.  $216 \pm 9$  Millionen Jahre. Für die anderen aus dem Eisenkappler Granitzug stammenden Gesteinstypen gibt es noch weitere Mineralaltersangaben. So erhielten H. J. Lippolt und R. Pidgeon (1974) mit der K/Ar Methode für die im Diorit vorkommende Hornblende  $244 \pm 8$  Millionen Jahre, während der Biotit des Diorits das Alter  $227 \pm 7$  Millionen Jahre aufgezeigt hat. Die beiden Autoren untersuchten mit der U/Pb Methode auch das Alter des Titanits im Diorit, für welchen sie das Alter  $230 \pm 5$  Millionen Jahre angegeben haben. R. Cliff, H. F. Holzer & D. C. Rex (1974) errechneten mit der K/Ar Methode das Alter der Hornblende im Hornblendepegmatit auf  $224 \pm 9$  Millionen Jahre.

Die gute Übereinstimmung der mit den verschiedenen Methoden und an verschiedenen Mineralen durchgeführten Altersbestimmungen bei den aus dem Granitzug stammenden Gesteinsproben weist eindeutig darauf hin, daß die gewonnenen Resultate auch als das Intrusionsalter der entsprechenden Gesteine interpretiert werden können. Die den Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone aufbauenden magmatischen Gesteine mußten also gegen Ende des Paläozoicums entstanden sein. Somit ist jetzt das variszische Alter des Karawankengranits bewiesen.

Anders steht mit der Deutung der alpidischen Abkühlalter der im Karawankentonalit vorkommenden Biotite. Da hier nur Biotit-Alterswerte vorliegen, kann einstweilen nicht entschieden werden, ob sie zugleich auch mit dem Intrusionsalter des Tonalits im Zusammenhang stehen, oder ob sie vielleicht einer

eventuell später erfolgten Verjüngung zuzuordnen sind. Zur Klärung dieser Frage werden noch weitere Untersuchungen erforderlich sein. Trotzdem aber kann beim Karawankentalit schon heute eher ein alpidisches als ein variszisches Alter erwartet werden: Die beiden beim Karawankentalit gewonnenen alpidischen Abkühlalter der Biotite stimmen gut überein, ebenso gibt es aber auch andererseits eine gute Übereinstimmung bei den wesentlich älteren Altersangaben für die im Granitzug vorkommenden Biotite. Sollten nämlich die niederen Abkühlalter der im Tonalit vorkommenden Biotite im Zusammenhang mit einer zur Zeit der alpidischen Orogenese stattgefundenen Verjüngung stehen, so müßten davon auch die im Granitzug auftretenden Biotite betroffen sein, wo aber mit der Rb/Sr und K/Ar Methode ausschließlich nur variszische Alterswerte gewonnen worden sind.

Die im Granitzug der Karawanken-Aufbruchzone vorkommenden Plutone sind also variszisch, der Tonalit könnte dagegen alpidisch sein.

### 8. Vergleich des Karawankentalits mit dem Tonalit von Pohorje Gebirge

Nordöstlich der Karawanken-Aufbruchzone kommt im Centralalpenbereich des Pohorje Gebirges ein riesiger Lakkolith vor, der von einem Quarzbiotitdiorit mit allmählichen Übergängen in Granodiorit gebildet wird (E. Faninger, 1970, 1973). Insofern das Gestein dem Quarzbiotitdiorit entspricht, so kann es auch, aber nicht nach allen Klassifikationsprinzipien, Tonalit genannt werden; nach IUGS (1973) handelt es sich um Tonalit. Die wesentlichen Bestandteile sind Plagioklase, die einen mittleren Anortitgehalt von 35 % An aufweisen, dann wechselnde Mengen an Ortoklas, ein stets hoher Quarzgehalt und geringe Mengen femischer Bestandteile, hauptsächlich Biotit, der teilweise vom Chlorit ersetzt wird. Es kann auch die Hornblende, doch gegenüber dem Biotit stets in untergeordneten Mengen, zugegen sein. In geringen Mengen wurden noch Sphen, Epidot, Apatit, Magnetit, Leukoksen, Pyrit, Pyrrhotin und Molybdänit festgestellt. Der Magnetit kommt idiomorph vor und zählt deshalb zu den Erstausscheidungsprodukten des Magmas. Der Pyrit und Pyrrhotin werden wegen ihres Auftretens in Adern als hydrothermale Minerale angesehen. Wie schon erwähnt worden ist, weist auch der Pohorje-Tonalit eine Paralleltexur auf, die er im Zuge der Erstarrungsvorgänge erhalten hat. Was des Chemismus anbelangt, so treten nach Niggli (C. Burri, 1959) beim Tiefengestein des Pohorje Gebirges quarzreiche salische Magmen auf und zwar beim Tonalit der farsunditische Typus der granodioritischen Magmen, beim Granodiorit dagegen Übergänge zwischen dem farsunditischen und dem normalen Typus der granodioritischen Magmen. Auch das Alter des Pohorje-Tonalites konnte wie beim Karawankentalit mit geologischen Mitteln nicht ermittelt werden; er ist jünger als die umgebenden regionalmetamorphen Gesteine und älter als die mittelmiozänen Eibiswalder Schichten, in denen Tonalitgerölle vorkommen (L. Dolar-Mantuani, 1935, p. 160). So könnte der Pohorje-Tonalit alpidisch wie auch variszisch sein. Obwohl heute genügend Gründe vorhanden sind, den Pohorje Tonalit als ein verhältnismäßig junges, alpidisches Gebilde zu betrachten, wird sein Intrusionsalter gewiß erst nach den entsprechenden radiometrischen Altersbestimmungen festgestellt werden. Bisher wurde durch die

Rb/Sr Methode nur das Abkühlalter des Biotits ermittelt:  $19 \pm 5$  Millionen Jahre (G. Deleon, 1969).

Wie alle granitoiden Plutone enthält auch der Pohorje-Tonalit melanokrate Einschlüsse. Eine aus dem Steinbruch Cezlak entnommene Probe (E. Faninger, 1973, p. 306) besteht im wesentlichen aus Biotit, Plagioklasen mit durchschnittlich 34% An, Ortoklas und Quarz, ferner aus geringen Mengen von Apatit, Sphen und opaker Minerale, unter denen Ilmenit, Titanomagnetit, Leukoksen und Pyrit vorkommen. Magnetit überwiegt bei den opaken Mineralen und ist jünger als der Biotit.

Ist schon einmal das Tiefengestein von Pohorje Gebirge Tonalit genannt worden, so wird man sich fragen, ob es nicht die östliche Fortsetzung des Karawankentonalits darstelle. In petrographischer Hinsicht sind beide Gesteine jedenfalls nicht identisch. Man vergleiche nur die modale Zusammensetzung des Pohorje-Tonalits (E. Faninger, 1973, p. 282) mit einer Probe des typischen Karawankentonalits. Unterschiede sind deutlich vorhanden bezüglich der Summe der femischen Bestandteile, des Verhältnisses des Biotites zur Hornblende, und des Anortitgehaltes der Plagioklase. Oder man vergleiche mittels der Zavarickij-Parameter die Chemismen der beiden Plutone, was auf Abb. 4 wiedergegeben wird. Ferner wird auf der Abb. 5 mittels derselben Parameter gezeigt, daß in chemischer Hinsicht der Karawankentonalit identisch mit dem Adamello-Tonalit ist, was für das Tiefengestein des Pohorje Gebirges nicht behauptet werden kann. Das alles deutet darauf hin, daß es keinen genetischen Zusammenhang zwischen dem Pohorje- und Karawankentonalit gäbe. Im Gegenteil gibt es aber auch gewisse Hinweise, die auf eine Verwandtschaft der beiden Intrusionen schliessen lassen. So liegt der Lakkolith von Pohorje Gebirge nicht weit entfernt vom periadriatischen Lineament, an dem der Karawankentonalit emporgestiegen ist, ferner zeigen die beiden Gesteinskörper gleiche Texturmerkmale und ein nicht viel unterschiedliches Abkühlalter des Biotits. Das alles läßt vermuten, daß der sich am periadriatischen Lineament abwickelnder Magmatismus doch einen gewissen Einfluß auf das Entstehen des Magmas, das später nach der Intrusion als der Pohorje-Tonalit erstarrte, gehabt hatte. Man könnte sich vorstellen, daß in den Magmaherd, in dem sich bei der Palingene der Hauptteil des Magmas des Pohorje-Tonalits gebildet hat, ein an dem periadriatischen Lineament aufsteigendes juveniles Magma eingedrungen sei, was zu einer Hybridisation der beiden Magmen geführt haben mußte. Insofern den juvenilen Anteil des Hybridisationsproduktes anbelangt, könnte der Pohorje-Tonalit, obwohl bei ihm der palingene Magmaanteil überwiegt, genetisch mit dem Karawankentonalit gebunden sein.

### 9. Vergleich der Spurenelemente

Viele der hier behandelten magmatischen Gesteine wurden auch auf Spurenelemente untersucht, wobei sie für die aus der Karawanken-Aufbruchzone (Tabelle 1c) und von Pohorje (Tabelle 3a) stammenden Proben besonders angeführt sind. In der graphischen Darstellung treten bezüglich des Verhaltens der Elemente Ba (Abb. 6) und Sr (Abb. 7) deutliche Unterschiede zwischen dem Karawanken- und Pohorje-Tonalit zu Tage. Bezüglich des Sr gibt es auch einen Unterschied zwischen den beiden Karawanken-Eruptivzügen (Abb. 8).

## 10. Zusammenfassung

Die Karawanken-Aufbruchzone wird aus zwei Eruptivzügen gebildet, die nach den markantesten Vertretern als der Tonalit- und der Granitzug bezeichnet werden. Während der erste aus einem eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur aufweisenden Tonalit besteht, kommen in dem Granitzug außer dem Granit auch andersbeschaffene Tiefengesteine wie etwa Gabbro und Monzodiorit vor.

Es ist festgestellt worden, daß die Karawankenplutone Folge von zwei zeitlich getrennten Magmatismen darstellen, so daß im Zusammenhang mit dem einen die im Granitzug vorkommenden magmatischen Gesteine, mit dem anderen dagegen der Karawankentonalit, entstanden sind.

Was des Alters der Karawankenplutone anbelangt, so könnten alle nach geologischen Untersuchungen sowohl variszisch wie auch alpidisch sein, doch für die im Granitzug auftretenden und genetisch miteinander gebundenen Tiefengesteine besteht eine größere Wahrscheinlichkeit für ein variszisches Alter. Jedenfalls ist der Tonalit jünger als die den Granitzug aufbauenden Plutone.

Die radiometrischen Absolutaltersbestimmungen bestätigen für die im Granitzug vorkommenden Tiefengesteine das variszische Alter, während die bei dem Karawankentonalit gewonnenen alpidischen Abkühlungsalter des Biotits die Frage noch offen lassen, ob sie zugleich auch als das Intrusionsalter des Tonalits aufgefaßt werden können, oder ob sie vielleicht mit einer eventuell später erfolgten Verjüngung im Zusammenhang stehen. Die Umstände sprechen beim Karawankentonalit eher für ein alpidisches Alter.

## 11. Danksagung

Für die Beihilfe, Ratschläge und wertvolle Diskussionen bedanke ich mich schö-  
nstens folgenden wissenschaftlichen Arbeitern: Professor Dr. Jože Duhovnik (Ljub-  
ljana), Professor Dr. Christof Exner (Wien), Professor Dr. Stanko Grafenauer (Ljub-  
ljana), Dipl. Ing. Ančka Hinterlechner-Ravnik (Ljubljana), Magister Pero Mioč  
(Ljubljana) und Dr. Susanne Scharbert (Wien). Ebenfalls soll mein Dank ausgesprochen werden dem technischen Mitarbeiter Ciril Gantar für die Herstellung der Photographien.

## Literatura

Bianchi, A., Callegari, E., Jobstraibizer, P. G. 1970, I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. XXVII, 1—148, Padova.

Borsi, S., Del Moro, A. & Ferrara, G. 1972, Età radiometriche delle roche intrusive del massiccio di Bressanone—Ivigna—Monte Croce (Alto Adige). Bull. Soc. Geol. Ital. Vol. XCI, Fasc. 2, 387—406, Roma.

Burri, C. 1959, Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

Callegari, E. 1963, La Cima Uzza (Adamello Sud-orientale), Parte II — Studio petrografico e petrogenetico della massa femica. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. XXIV, 1—127, Padova.

Callegari, E. — Dal Piaz, G. 1973, Field Relationships between the Main Igneous Masses of Adamello Intrusive Massif (Northern Italy). Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. XXIX, 1—38, Padova.

Cliff, R., Holzer, H. F. & Rex, D. C. 1974, The Age of the Eisenkappel Granite and the History of the Periadriatic Lineament. Verh. Geol. B.-A., Heft 2—3, 347—350, Wien.

Cornelius, H. P. 1928, Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. I, 137. Band, 541—562, Wien.

Delon, G. 1969, Pregled rezultata odredivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, sv. 6 — jubilarna, 165—182, Beograd.

Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga XII, Sveska 2, 1—165, Beograd.

Exner, C. 1972, Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges. in Wien, 64, Band, 1—108, Wien.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferencijati. Geologija, 13. knjiga, 35—104, Ljubljana.

Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. Geologija, 1973, 16. knjiga, 271—315, Ljubljana.

Gottfried, C. 1932, Ueber endogene basische Einschlüsse in sauren Tiefengesteinen. Chemie der Erde, Band VII, 586—593, Jena.

Graber, H. W. 1897, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Jb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XLVII, Heft 2, 225—294, Wien.

Graber, H. W. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, XXII. Band, 25—64, Wien.

Hinterlechner-Ravnik, A. in Pleničar, M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. Geologija, 10. knjiga, 219—237, Ljubljana.

Isailović, S. — Miličević, M. 1964, Geološka kartiranja granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo Zavoda za nuklearne sirovine. 1—35 (+ priloge geoloških kart), Beograd. (Arhiv Rudnika svinca in topilnice v Mežici).

International Union of Geological Sciences (IUGS), 1973, Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. N. Jb. Miner. Mh. Jg. 1973, H. 4. 149—164, Stuttgart.

Johannsen, A. 1958, A Descriptive Petrography of Plutonic Rocks, Vol. II, Chicago.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderh. 16, 1—78, Klagenfurt.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. d. geol. Bundesanstalt, Nr. 7, 101—110, Wien.

Kollmann, K. 1964, Jungtertiär im Steirischen Becken. Mitt. Geol. Ges. in Wien, 57. Band, Heft 2, 479—632, Wien.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija, 10. knjiga, 5—85, Ljubljana.

Lindgren, W. 1900, Granodiorite and other intermediate rocks. Amer. Jour. Sci. (Loc. cit. Johannsen, 1958, Vol. II, p. 318).

Lippolt, H. J. & Pitgeon, R. 1974, Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. Z. Naturforsch. 29 a, Wiesbaden. (Loc. cit. Scharbert, 1975).

Löwl, F. 1893, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Separatabdruck aus Pettermanns Mitteilungen, Heft IV & V, 1—14.

Mioč, P. 1972, Geološki razvoj magmatizma v vzhodnih Karavankah, VII kongres geologa SFRJ, Predavanja, II knjiga, 223—232, Zagreb.

Nockolds, S. R. and Allen, R. 1953, The geochemistry of some igneous rocks series. Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. 4, 105—142, London.

Rath, G. (vom), 1864, Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. d. g. G., XVI. (Loc. cit. Johannsen, 1958, Vol. II, p. 378).

Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersbestimmung der Magdalensbergserie. Mittelkärnten, Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 19, 195—214, Wien.

Ronner, F. 1963, Systematische Klassifikation der Massengesteine. Springer Verlag, Wien.

Salomon, W. 1891, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und Monte Adamello. *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, XII. Bd., 5. Heft, 408—415, Wien.

Salomon, W. 1897, Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. *Tscherm. min. u. petr. Mitt.*, Vol. XVII, 109—175, Wien.

Sawarizki, A. N. 1954, Einführung in die Petrochemie der Eruptivgesteine. Akademie-Verlag, Berlin.

Scharbert, S. 1975, Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). *Verh. Geol. B.-A.*, Jahrgang 1975, Heft 4, 301—304, Wien.

Sikošek, B. und Medwenitsch, W. 1965, Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. *Verh. Geol. B.-A.*, Sonderheft G, 86—102, Wien.

Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFR Jugoslavije. *Zvezni geološki zavod*, 1—56, Beograd.

Streckeisen, A. 1967, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlung*, Band 107, Heft 2, 144—214, Stuttgart.

Suess, E. 1868, Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien (Loc. cit. Graber, 1897, p. 240)*.

Štruel, I. 1970, Stratigrfske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. *Geologija*, 13. knjiga, 5—34, Ljubljana.

Teller, F. 1893, Über den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark. *Verh. d. geol. R. A.*, 169—189, Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). *K. k. Geologische Reichsanstalt*, Wien.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Prassberg a. d. Sann, Maßstab 1:75 000. *Geol. R. A.*, Wien.

Teller, F. 1898, Geologische Spezialkarte, Blatt Eisenkappel und Kanker, Maßstab 1:75 000. *Geol. R. A.*, Wien.

Trener, G. B. 1906, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, LVI. Band, 405—496, Wien.

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica, *Geologija*, 3. knjiga, 24—80, Ljubljana.



## Neotektonika vzhodne Slovenije

Uroš Premru

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

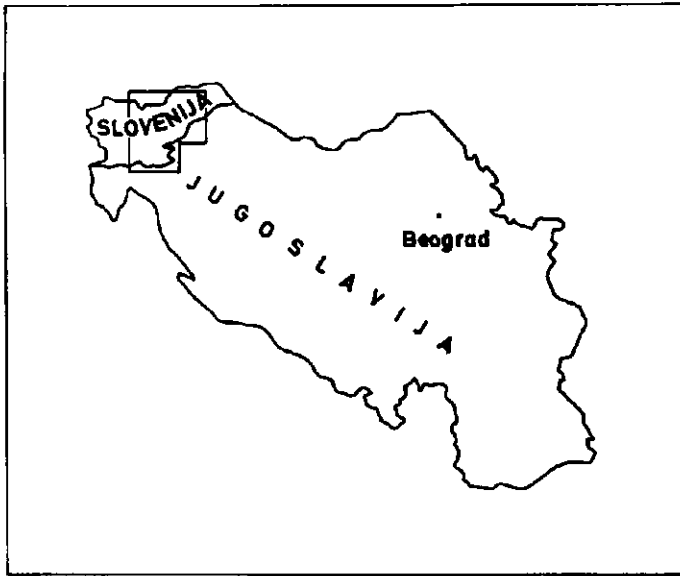
Po fotogeološki obdelavi letalskih posnetkov je avtor razlikoval v vzhodni Sloveniji šest neotektonskih prelomnih sistemov. Na podlagi singenetske sedimentacije v nastalih neotektonskih jarkih je določil čas njihove aktivnosti med spodnjim pliocenom in današnjim časom. Aktivnost je razdelil na neotektonske faze, ki jih je združil v dva neotektonska ciklusa. Korelacijo aktivnosti neotektonskih sistemov s singenetsko sedimentacijo je prikazal na modelu enostavne straške udorine zahodno od Novega mesta ter litijske in šmarske udorine. Pomembnejše prelome je poimenoval. Določil je recentne aktivne prelome. Končno je obravnaval tudi vpliv nasledstvene tektonike, sinformne prelome na bokih terciarnih sinklinal in poprečno trajanje posameznih neotektonskih faz.

### Vsebina

Uvod . . . . .	211
Metoda dela . . . . .	212
Model straške udorine . . . . .	213
Model litijske in šmarske udorine . . . . .	215
Pričetek neotektonske aktivnosti v Sloveniji . . . . .	216
Vzrok deformacij in vrsta prelomnih sistemov . . . . .	218
Neotektonske faze . . . . .	219
1. ciklus . . . . .	219
2. ciklus . . . . .	230
Povzetek . . . . .	236
Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia . . . . .	241
Literatura . . . . .	248

### Uvod

V letu 1971 se mi je ponudila priložnost, da strnem in dopolnim rezultate občasnih raziskav neotektonskih prelomnih sistemov vzhodne Slovenije od leta 1967 dalje. Raziskovano ozemlje sega na zahodu od Ljubljane prek Kamnika do državne meje, na severu od Maribora do Ormoža in na vzhodu do slovensko-hrvaške meje. Površina ozemlja meri okoli 10 000 km<sup>2</sup> (sl. 1).



Sl. 1. Položajna skica

Fig. 1. Location sketch map

### Metoda dela

Glavna metoda dela je slonela na fotogeološki obdelavi letalskih posnetkov iz naslednjih razlogov:

1. Neotektonski prelomi so dobro vidni v reliefu. V ta namen nam letalski posnetki omogočajo pregled večjega območja.
2. Zelo mladi in recentni prelomi se s terensko prospekcijsko zelo težko določijo, ali pa je to skoraj nemogoče zaradi mehkih kamenin in pokritega terena.

Pregledal sem okoli 2848 letalskih posnetkov, ki pokrivajo skoraj celotno ozemlje razen okolice Kočevske Reke. Uporabil sem topografske karte merila 1 : 25 000, kjer sem na podlagi geomorfologije določil neotektonske prelome. Večina prelomov pa je bila določena na letalskih posnetkih merila 1 : 15 000 do 1 : 30 000. Pri kartiranju za osnovno geološko karto SFRJ so bili na večjem delu listov Novo mesto in Ljubljana ter na manjšem delu listov Celje in Slovenj Gradec fotogeološko določeni prelomi preverjeni s terenskim opazovanjem v okolici Kostanjevice, Dolenjskih Toplic in pri Vasenem v Tuhinjski dolini.

Prelome sem z letalskih posnetkov prenesel na topografsko podlago merila 1 : 100 000 in jih primerjal s prelomi, označenimi na geoloških in geofizikalnih kartah. Pri tem se je pokazalo, da je dala fotogeološka obdelava precej več informacij o prelomnih sistemih kot terenska prospekcijska. Vzrok za to je v pokritosti ozemlja. Na drugi strani pa na letalskih posnetkih ni mogoče dobro ločiti močnejših prelomov od šibkejših; to se dá bolj razlikovati po geoloških in geofizikalnih kartah.

V naslednji fazi obdelave sem prenesel neotektonske prelome na topografsko karto merila 1 : 200 000. V pričujočem članku so grafično prikazani v precej zmanjšanem merilu samo važnejši prelomi, manjši pa so izpuščeni.

Prelome sem klasificiral po smereh v prelomne sisteme in po času v neotektonske faze. Razlikoval sem sisteme vzporednih in divergentnih prelomov z vmesnimi kratkimi prečnimi prelomi. Pri razvrščanju prelomov v sisteme sem izhajal iz predpostavke, da nastanejo prelomi določenih smeri zaradi določeno usmerjenih zunanjih sil. Predpostavka je dokazana z laboratorijskimi modelnimi analizami (Gzovski, Grigorijev, Guščenko, Mihailova, Nikonov, Osokina, 1973). Smer zunanjih sil se je spreminjala le v daljših časovnih razmikih. V določenem obdobju so bili torej aktivni le prelomi določene smeri, ki pripadajo istemu prelomnemu sistemu.

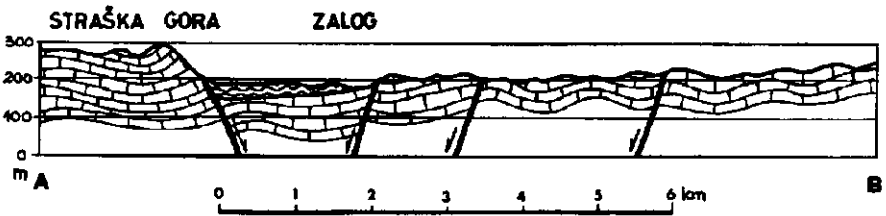
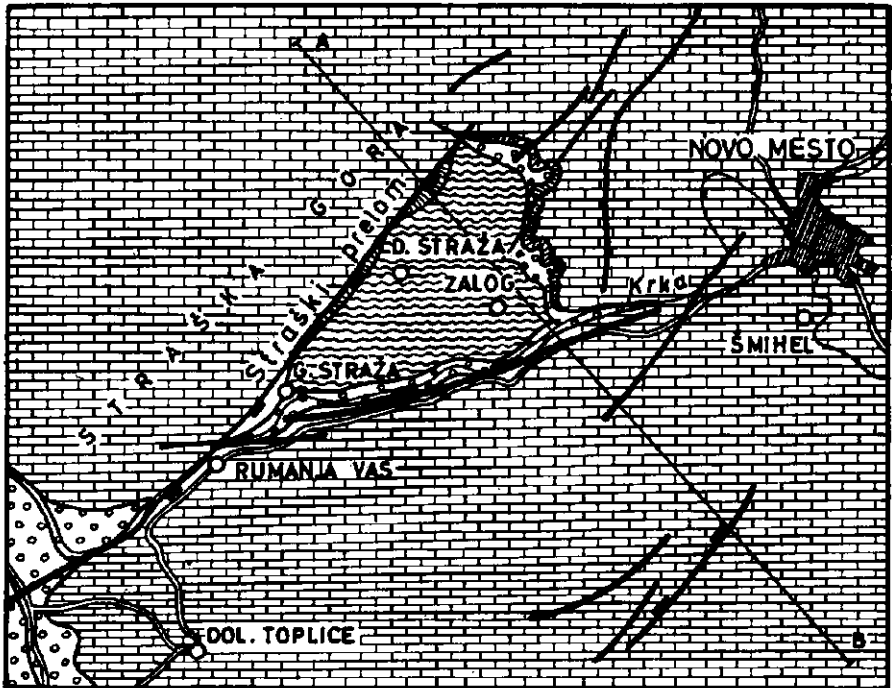
Relativno starost posameznih prelomnih sistemov sem določil po starosti singenetskih sedimentov v različnih udorinah, precej oddaljenih med seboj. To velja za primere, ko je starost usedlin dokazana. Za pliocenske sedimente sem uporabil pelodne analize A. Budnar-Tregubove (1969) in navedbe L. Rijavec (1951) o najdbah sesalcev v velenjski udorini, za pleistocenske sedimente pa pelodne analize A. Šerclja (1961, 1963, 1965, 1966, 1967, 1968, 1970). Bolj problematične pa so določitve aktivnosti holocenskih prelomov, ker manjkajo podatki o starosti holocenskih sedimentov.

Določitev starosti posameznih prelomnih sistemov na podlagi starosti singenetskih sedimentov je potrdila zaporedje aktivnosti teh sistemov, določeno po fotogeološki metodi z upoštevanjem, da mlajši prelom premakne starejšega. Aktivnost prelomnih sistemov sem razdelil na neotektonske faze, le-te pa združil po nekaterih skupnih značilnostih v dva neotektonska ciklusa.

### Model straške udorine

Za prikaz korelacije aktivnosti neotektonskih prelomov in singenetske sedimentacije v nastale tektonske jarke sem izbral kot model eno izmed enostavnejših udorin. Straška udorina s pleistocenskimi sedimenti leži zahodno od Novega mesta pri Dolenji Straži. Sedimentacijo razdelimo na dva dela. Spodnji del sedimentov, ki sestoji iz gline, melja in peska, je po Šercljevih analizah (1961, 1963) iz gūnško-mindelskega interglaciala, zgornji del sedimentov podobne sestave pa je po analizah istega avtorja (1963) iz stadiala wūrm III. Sedimenti obeh obdobjev kažejo na jezersko in barjansko sedimentacijo. Med zgornjim in spodnjim delom sedimentov je tanka vmesna plast bobovca, ki kaže na daljšo dobo zamočvirjenosti brez dotoka novega klastičnega materiala v udorino. Za tako sedimentacijo sta bili potrebni dve neotektonski fazi pogreznja udorine. Prvič se je udorina pogrezala v gūnško-mindelskem interglacialu, drugič pa v stadialu wūrm III. Med obema aktivnostima je daljše obdobje tektonskega mirovanja, ki ga označuje plast z bobovcem.

Pri fotogeološki obdelavi straške udorine in njenega zaledja je v reliefu jasno viden prelom pod Straško goro. Prelom ima smer SW—NE in je izražen z visokim skokom, ki poteka skoraj v ravni črti med Dolenjim Poljem prek Dolenje Straže do Suhorja. Prelom sem imenoval straški prelom. Skok je visok okoli 350 m. Ostanek peneplena na Straški gori in v zaledju se je spustil



Sl. 2. Model straške udorine

Fig. 2. Model of the Straža depression

1 aluvij, 2 pobočni grušč, 3 sedimenti gūnzko-mindelskega interglaciala in stadiala wūrm III, 4 jurski apnenec večidel penepeleniziran, 5 prelom, 6 ob prelomu spuščeni blok

1 alluvium, 2 talus slope, 3 deposits of Günz-Mindel interglacial stage and Würm III stage 4 Jurassic limestone subjected to peneplanation, 5 fault, 6 downthrown block

za okoli 350 m ob straškem prelomu. Več manjših prelomov iste smeri je še pri Prečni, Šmihelu in Birčni vasi. Povečini gre za razpoke, ker je ostal nepneplen ob njih skoraj nepremaknjen. Močnejša sta le preloma pri Šmihelu in Zalogu. Njuni severozahodni krili sta se pogreznila le za nekaj metrov (sl. 2.).

Ves sistem prelomov smeri SW—NE kaže na manjši tektonski jarek z močno pogreznjenim severozahodnim delom. Jugozahodni del se je le malo pogrezal, večidel se je upognil in pri tem razpokal.

Mlajši prelom, vezan na že formirani tektonski jarek, označuje ravni tok Krke od Gornje Straže do Zaloga. Prelom ima smer E—W. Pogreznilo se je njegovo severno krilo. Po reliefu sodeč znaša vertikalni premik okoli 15 m.

Pleistocenska sedimentacija straške udorine je od severozahoda in juga omejena s prelomoma. S tem se jasno kaže singenetski nastanek in vzročna zveza neotektonskih ugrezanj s sedimentacijo v nastali udorini. Spodnji del sedimentov ustreza aktivnosti prelomnega sistema SW—NE. Prelomi tega sistema so bili glede na starost spodnjega dela sedimentov aktivni v günško-mindejskem interglacialu. Zgornji del sedimentov pa vzporejamo z aktivnostjo preloma smeri E—W. Njegova aktivnost je bila torej v stadialu würm III. Po podatkih s Krškega polja so bili prelomi smeri E—W aktivni že v interstadialu würm II/III. Za to neotektonsko fazo lahko rečemo, da je bila ponekod aktivna že v interstadialu würm II/III in je trajala v stadialu würm III.

### Model litijske in šmarske udorine

Pri Litiji in bližnjem Šmartnem leže na permokarbonski podlagi pleistocenski in holocenski sedimenti. Čeprav so jih že precej erodirali Sava in njeni pritoki Kostreznica, Zaglavnica in Reka, jih lahko razdelim na dva dela. Starejši sedimenti so siva, bela in rjava glina ali ilovica z vmesnimi vložki melja, meljne gline, peščene gline in glinastega ali meljnega peska. V opuščnem glinokopu na Bregu pri Litiji je določil A. Šercelj (1970) v sivi glini z drobcji oglja po pelodni vsebini interstadial würm II/III. Pri Šmartnem pa je domneval zaradi bolj siromašnega peloda na zadnji würmski višek, tj. na würm III. Po obeh analizah sklepam, da je bil spodnji del usedlin sedimentiran v obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III. V zgornjem delu sedimentov prevladuje ilovica in glina z drobnim gruščem, med katerim je tu in tam precej slabo zaobljenih prodnikov. Grušč in prod izvirata iz permokarbonskega in gródenskega kremenovega peščenjaka ter iz mezozojskega roženca. Zgornji del sedimentov je postglacialni zasip.

Pri analizi letalskih posnetkov se jasno vidi, da je okoli Litije in Šmartnega več prelomnih sistemov. Prevladuje sistem s smerjo W—E. Tudi razprostranjenost pleistocenskih in postglacialnih sedimentov ima enako smer. Na obeh straneh Reke med Šmartnim in Zavrstnikom potekata dva preloma W—E. Med obeh sta še danes ohranjeni pleistocenski in postglacialni sedimenti, čeprav jih je Reka že delno erodirala. Ob obeh prelomih se je pogreznil neotektonski jarek, v katerega so se sedimentirali prej opisani sedimenti. Nastanek jarka in sedimentacija v njem sta singenetska. Glede na starost sedimentov razlikujemo dvojje ugrezanje — v obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III ter v postglacialu. Manj pomembna sta na področju šmarske udorine še dva sistema prelomov, ki sta mlajša od postglacialnega. Starejši od obeh

sistemov ima smer SW—NE, mlajši pa N—S. Aktivnost obeh lahko postavimo v pozni holocen. Prelomni sistem SW—NE je pri Grmačah prestavil tok Reke, sistem N—S pa jo je pri Šmartnem zaobrnil iz prvotne smeri W—E proti N.

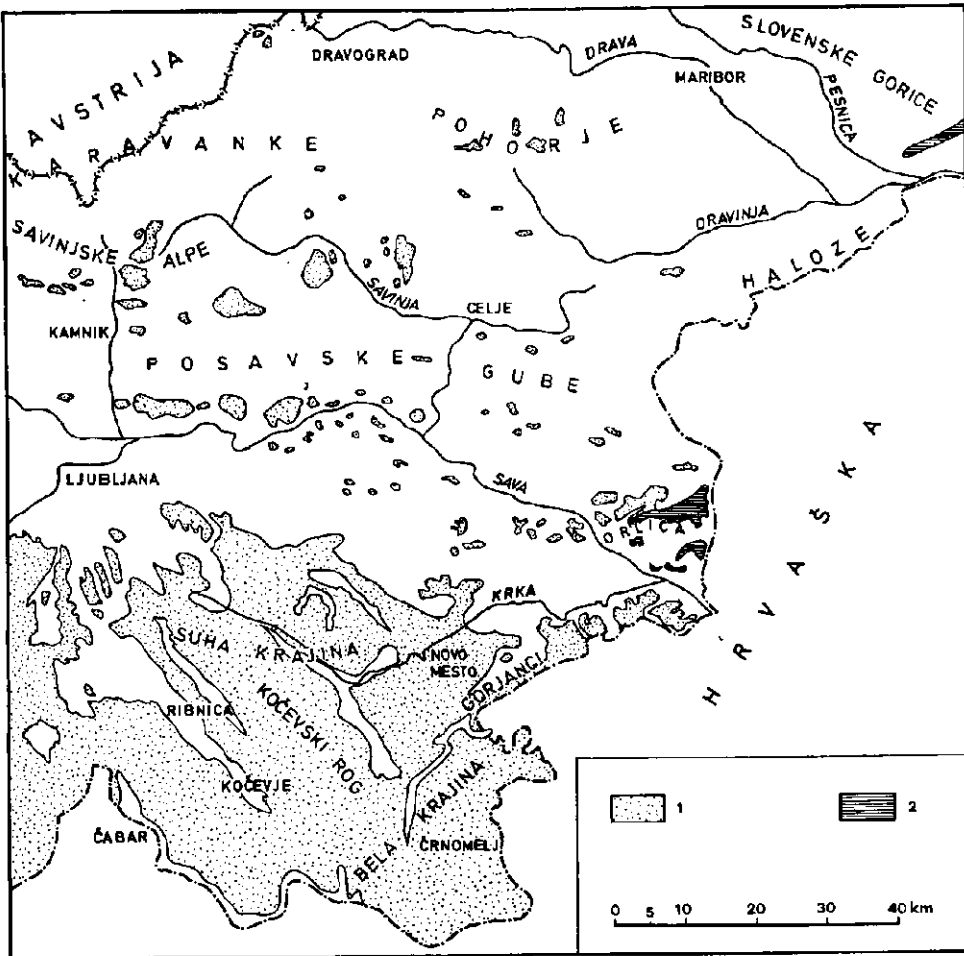
Severozahodno od šmarske udorine leži litijska udorina. Obe imata ešaloniran položaj. Litijska udorina se je ugrezala skoraj ob istih prelomnih sistemih kot šmarska udorina. Prelomni sistem W—E je singenetski s pleistocenskimi in postglacialnimi sedimenti. Najstarejše ugrezanje je bilo prav tako v interstadialu würm II/III in stadialu würm III. Sledilo je ugrezanje ob istih prelomih v postglacialu. V litijski udorini je močnejše izražen neotektonski jarek SW—NE, po katerem teče danes Sava in odlaga prod. Dolina Zaglavnice ima med Jablanico in izlivom v Reko smer NW—SE. Na letalskih posnetkih so vidni na obeh bregovih prelomi iste smeri, ob katerih se je pogreznil neotektonski jarek. Po njem teče danes Zaglavnica. Pri terenskem ogledu sem našel zdrobljene tektonske cone, ki so posebno močno izražene v dolomitu. Ker je bila holocenska aktivnost prelomnega sistema šibka, domnevam neko starejšo aktivnost, ki je bila veliko močnejša. Najmlajši prelomi imajo smer N—S. Ta sistem prelomov je tudi drugod po Sloveniji najmlajši in zato tudi danes seizmično aktiven. Področje okoli Litije je znano po svoji potresni aktivnosti. Južno od Brega pri Litiji je na dolžini nekaj deset metrov še ohranjen skok ob enem od aktivnih prelomov, ki ga erozija še ni uspela zabrisati. Znaša približno 2 m. Ob prelomu se je pogreznilo zahodno krilo.

Erozijske rečne terase so posredni znaki, ki kažejo na holocenska ugrezanja. V šmarski udorini imamo dva nivoja teras. Najvišja terasa je na nadmorski višini 266 m, najnižja na višini 260 m, nivo najmlajših aluvialnih naplavin Reke pa je na višini 250 m. Erozijske terase vzdolž neotektonskega jarka niso povsod na enaki višini. Vrednosti so navedene za srednji del jarka pri Grmačah. V litijski udorini je troje erozijskih teras, ki ustrezajo trem poznoholocenskim neotektonskim fazam. Teraso so na nadmorskih višinah 280 m, 250 m in 245 m. Nadmorska višina najmlajšega prodnega zasipa ob Savi je 235 m. Razlike med posameznimi nivoji nam dajo približne vrednosti ugrezanj v posameznih holocenskih neotektonskih fazah, saj so pri formiranju rečnih teras poleg tektonskih pogojev odločilni tudi drugi vplivi. Za nastanek singenetskih teras v obeh udorinah je značilno istočasno ugrezanje, ker ju erodirajo, oziroma zasipavajo iste reke. Pri tem se je morala litijska udorina močnejše ugrezati. Pod takimi pogoji so nastale v poznem holocenu erozijske terase. V nasprotnem primeru bi reke akumulirale.

Na podlagi starosti sedimentov, erozijskih teras, smeri rečnih strug in foto-geološko določenih prelomov lahko sklepamo, da sta litijska in šmarska udorina nastali z ugrezanjem neotektonskih jarkov v različnih fazah. V obdobju interstadiala würm II/III in stadiala würm III so bili aktivni prelomi W—E. Isti prelomi so bili aktivni v postglacialu. V poznem holocenu so bili aktivni prelomi SW—NE, NW—SE in N—S.

### Pričetek neotektonske aktivnosti v Sloveniji

Različni avtorji obravnavajo pričetek neotektonskega premikanja dokaj različno. Nekateri ga postavljajo v torton, drugi v panon ali v poznejšo dobo. Ker so za neotektoniko značilni prelomi, moremo šteti k njej vsa tektonska doga-



Sl. 3. Ostanke peneplena (1) in singenetskih sedimentov (2) iz spodnjega pliocena

Fig. 3. Residual peneplain (1) and syngenetic deposits (2) of Lower Pliocene

janja, ki so sledila močnim narivanjem konec alpidse orogeneze. V srednjem in zgornjem miocenu so se na ozemlju Slovenije formirali terciarni bazeni z vmesnimi kordiljerami. Med miocenom in pliocenom so bila na našem ozemlju še močna tektonska dogajanja; zaradi bočnih pritiskov v smeri N-S so se plasti najprej nagubale, nato pa na večjem delu ozemlja narinile od severa proti jugu. Tako imamo sarmatske plasti v Tunjiškem gričevju pri Kamniku v inverznem položaju severnega krila tuhinjske sinklinale. Zato označujemo zadnje večje narivanje na slovenskem ozemlju kot postsarmatsko. Zaradi močnih narivanj konec miocena moremo govoriti o neotektonskih premikanjih na slovenskem prostoru šele od srednjega pliocena dalje. V spodnjem pliocenu je zajela večji del ozemlja penepnenizacija. Še en razlog, da postavljamo penepnenizacijo v

spodnji pliocen, je dejstvo, da so bili na Orlici severno od Brežic peneplenizirani tudi zgornjeparanonski sedimenti. V jugovzhodni Sloveniji so se odlagali transgresivni sedimenti srednjega in zgornjega ponta (D. Šikić, O. Basch, A. Šimunić, 1972) v tektonskih jarkih ob robu peneplena, ki so se raztezali v smeri SW-NE. Umirjena sedimentacija kaže na izvor materiala s penepleniziranega zaledja.

Peneplenizacija v spodnjem pliocenu je zahtevala sorazmerno mirno tektonsko obdobje. Ostanke peneplena, ki jih dobimo danes v različnih nadmorskih višinah, so ponekod še dobro ohranjeni, drugod pa jih je močno razdejala erozija. To velja za območja, kjer je bilo aktivnih več neotektonskih faz z dviganji in ugrezanji in je obstajala možnost močnejše erozije (sl. 3).

### Vzrok deformacij in vrsta prelomnih sistemov

M. V. Gzovski (1973) je skupaj s svojimi sodelavci preučeval deformacije, frakture in napetostna polja v kontinentalnem delu Sovjetske zveze. Raziskovali so v naravi in na modelih ter dognanja podkrepili z matematičnimi rešitvami. Na podlagi teh preučevanj so opisali sedem najpomembnejših tipov deformacijskih mehanizmov, od katerih so se razvili v vzhodni Sloveniji v neotektonskem obdobju naslednji trije tipi:

1. vzdolžna kompresija
2. vodoravni vzdolžni strig in
3. navpični vzdolžni strig.

Longitudinalna kompresija nastane zaradi zunanje sile, ki je paralelna prvotni plastovitosti kamenin. Pri tem se plastične kamenine, ki leže na neplastični podlagi, deformirajo na dva načina. Vzrok temu je v različni karakteristiki plasti, velikosti in trajanju zunanje sile ter v obliki gube, ki se razvije pri stiskanju. V prvem primeru pride do longitudinalne zožitve modela in prečne ekstenzije gube. Smer najmanjših napetosti  $\sigma_3$  poteka v smeri zunanje sile, smer srednje napetosti  $\sigma_2$  vzporedno s smerjo gube, največja napetost  $\sigma_1$  pa je pravokotna na plasti. V začetnem stadiju pride do longitudinalnega gubanja. Pri tem se prično napetosti  $\sigma_3$  odklanjati od prvotne smeri. Teme gube se razširi v smeri zunanjih kompresijskih sil. Največje strižne napetosti so v temenu gube. Prav zaradi tega prevladujejo na temenu normalni prelomi, na krilih pa reverzni. Prelomi, ki so nastali zaradi longitudinalne kompresije in prečne ekstenzije gube, so lepo izraženi v Posavskih gubah. V drugem primeru pride do longitudinalnega zoženja modela in vzdolžne ekstenzije gube. Smer najmanjših napetosti  $\sigma_3$  je enaka kot v prvem primeru, smer največjih napetosti  $\sigma_1$  pa v poznem stadiju formiranja gube vzporedna aksialni ravnini gube. Najprej se oblikuje položna normalna guba, ki pozneje poka. Nastanejo diagonalni prelomi s horizontalnimi premiki. Na temenu gube so prelomi subvertikalni. Prelome, ki so nastali zaradi longitudinalne kompresije z ekstenzijo vzdolž gub, najdemo na Dolenjskem.

Longitudinalni strig nastane pri delovanju para zunanjih sil, ki imata vertikalni ali horizontalni položaj in sta nasprotno usmerjeni. Deformacije kompleksnega striga se pojavljajo na mejnih delih velikih zemeljskih grud v zgornjem delu skorje. Močne zunanje sile povzročajo regionalno pomembne prelome, ob



katerih se skozi geološka obdobja menjavajo vertikalni in horizontalni premiki. Prav tako se lahko smer horizontalnega striga obrne v nasprotno smer. Mehанизmi, ki so povzročili taka premikanja, lahko nastanejo zaradi skupnega delovanja deformacij, prelomov in napetostnih polj. Poleg tega so še drugi mehанизmi, ki pa še niso dovolj preučeni, npr. gubanje pri gravitacijskem drsenju, konvekcijski tokovi v zgornjem delu zemeljskega plašča in gravitacijsko drsenje v zgornjih delih vzdignjenih velikih blokov zemeljske skorje.

Pri longitudinalnem strigu nastanejo prelomi, za katere so med drugim značilni istosmerni premiki grud. V anglosaški literaturi (R. Freund, 1974) so znani pod imenom transkurentni prelomi. Ob njih imamo lahko samo leve ali samo desne premike.

Glede na smer prelomov in vrsto premikov se dá v vzhodni Sloveniji razlikovati naslednje prelomne sisteme:

1. W-E
2. N-S
3. NW-SE
4. SW-NE
5. transkurentni prelomi
6. obročasti prelomi

Od srednjega pliocena do danes so imeli ti sistemi več faz aktivnosti, ki sem jih označil z zaporednimi številkami od najstarejše do najmlajše faze. Pri vsaki fazi je navedena starost po podatkih, ki so mi bili na voljo. Faze sem razvrstil v 2 ciklusa.

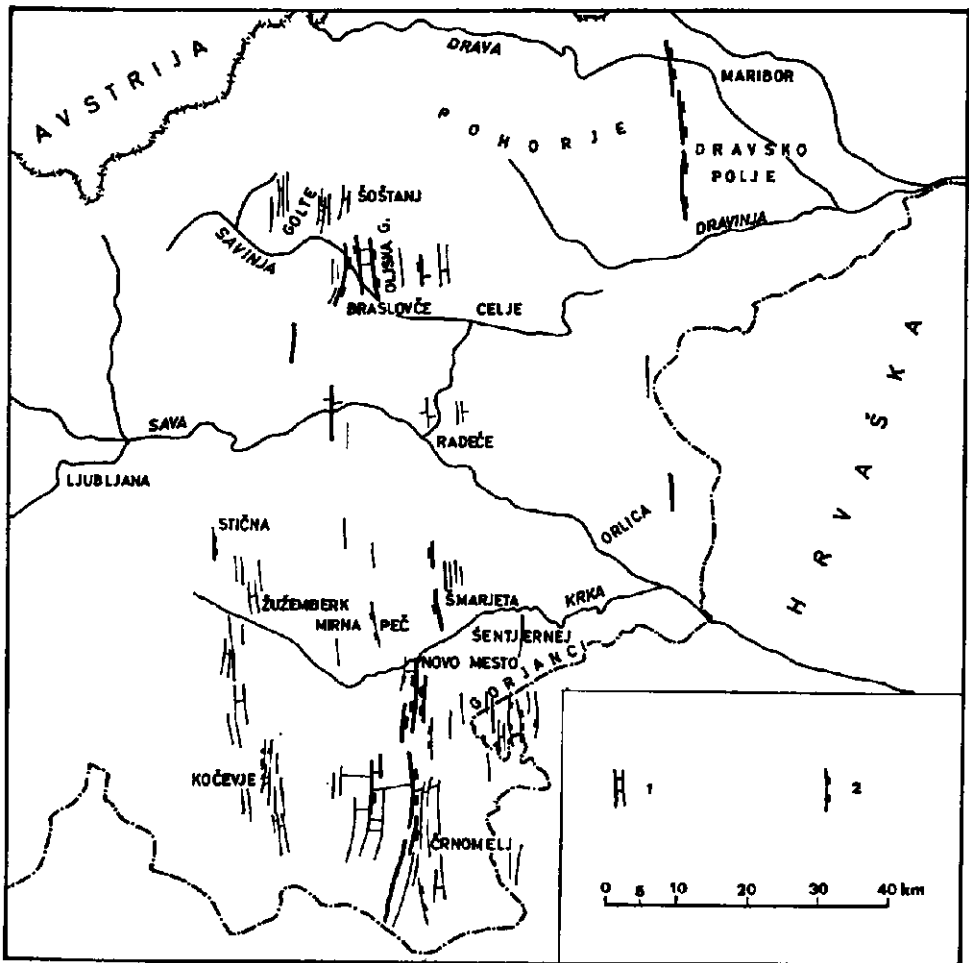
Poleg omenjenih prelomnih sistemov so ponekod prisotni tudi lokalni neotektonski narivi in luske manjšega obsega, ki jih je težko določiti po času in smeri; zato jih navajam posebej.

### Neotektonske faze

**1. cikel** se je pričel v srednjem pliocenu po spodnjepliocenskem mirovanju in končal ob koncu starejšega pleistocena. Vrhunec je dosegel med zgornjim delom srednjega pliocena in zgornjim pliocenom. Manifestiral se je v močnih dviganjih in spuščanjih posameznih grud in v horizontalnih premikanjih. Prelomi so dali pečat današnji zgradbi ozemlja. V 1. ciklusu ločimo 11 faz.

V 1. fazi se je približno v začetku srednjega pliocena razkosal spodnjepliocenski peneplen. Točne starosti ni mogoče določiti, ker so skromni ostanki prelomov s smerjo NW-SE vidni le na enem kraju vzhodno od Ljubljane. Verjetno je bil prelomni sistem 1. faze razširjen na večjem delu ozemlja. Poznejša tektonska aktivnost enake smeri in enakega tipa v 5. fazi ga je ponovno aktivirala in s tem zabilasala. Premaknitve ob prelomih so bile verjetno v glavnem horizontalne. 1. faza bi utegnila biti identična z vzhodnokavkaško fazo.

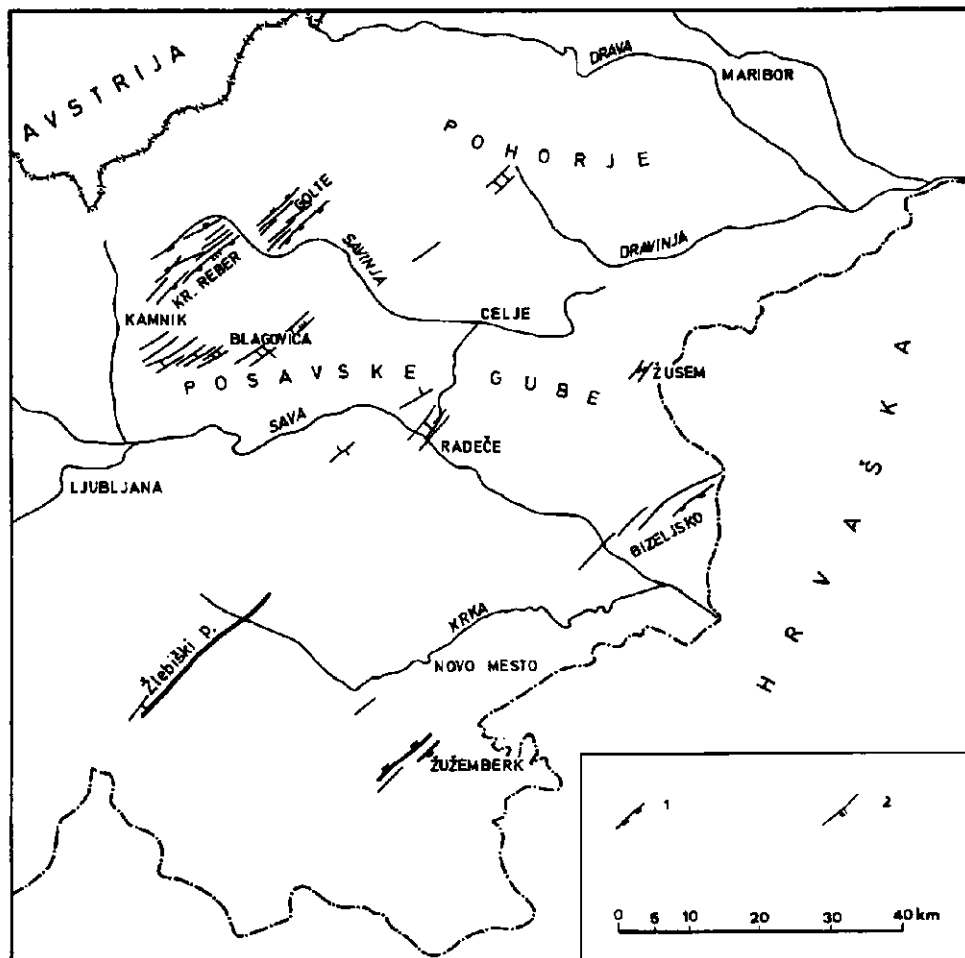
V 2. fazi se je razvil prelomni sistem N-S. Najdemo ga na večjih površinah, čeprav je bil na mnogih krajih ponovno aktiviran v 19. fazi. To se lepo vidi pri Kočevju in pri Črnomlju, kjer se v podaljšku prelomov, nastalih v 19. fazi, zasledi proti severu prelome iz 2. faze. Na obeh krajih so še danes ohranjene srednjepliocenske plasti (A. Budnar-Tregubov, 1961) odložene v singnetskih udorinah. Tudi pri Braslovčah v Celjski kotlini so ob prelomih 2. faze ohranjene pliocenske plasti, ki jim do danes še niso določili točnejše starosti.



Sl. 4. Ostanki prelomnega sistema 2. faze iz mlajšega dela srednjega pliocena  
 Fig. 4. Residual fault system developed in the 2nd neotectonic phase during early Middle Pliocene

1 prelomni sistem, 2 ob prelomu spuščeno krilo  
 1 fault set, 2 downthrown fault side

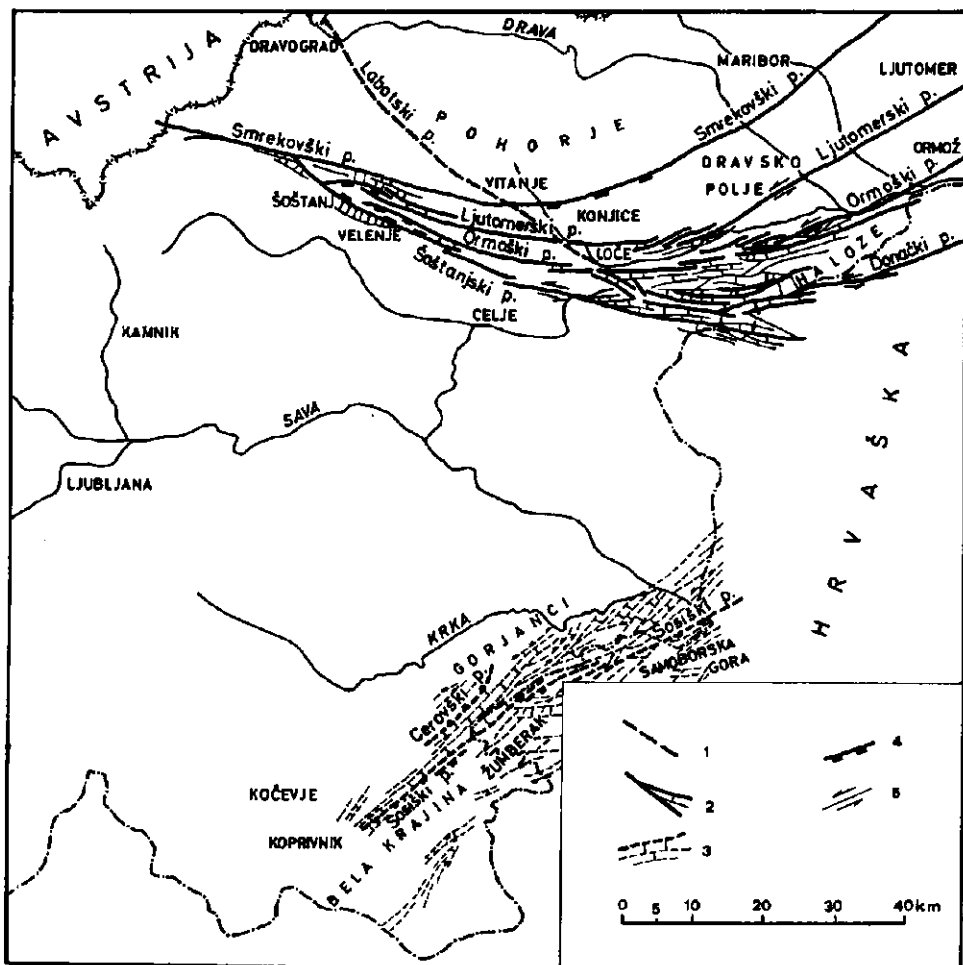
Prelomni sistem 2. faze sestoji iz bolj ali manj vertikalnih prelomov, ob katerih so nastali tektonski jarki in hrbti. Prevladovalo je torej vertikalno gibanje tektonskih grud, ki kažejo parketno zgradbo. Posamezne grude so se pogreznille celo za več sto metrov. Prelomi so ohranjeni ob Temenici pri Mirni peči, med Novim mestom in Gorjanci, pri Šmarjeti, na več krajih na Gorjancih, med Šentjernejem in Šmarjem, okoli Žužemberka, Stične, pri Braslovčah, na obeh straneh Oljske gore, na Golteh, pri Šoštanj, pri Radečah in na Orlici nad Brežicami (sl. 4).



Sl. 5. Ostanke prelomnega sistema 3. faze iz srednjega dela srednjega pliocena  
 Fig. 5. Residual fault system developed in the 3rd neotectonic phase during the medial part of Middle Pliocene

1 ob prelomu spuščeno krilo, 2 prelom s srednjim do strmim vpadom ( $30^\circ$  do  $60^\circ$ )  
 1 downthrown block, 2 fault moderately to steeply inclined ( $30^\circ$  to  $60^\circ$ )

Strukture 3. faze so zabrisane zaradi poznejših tektonskih aktivnosti. Prelomni sistem ima smer SW-NE. Na podlagi sekanja z drugimi tektonskimi sistemi sem postavil 3. fazo v srednji pliocen. Isto starost imajo tudi pliocenski bazeni, ki se raztezajo prek Bizeljskega v Hrvatsko Zagorje. Njih nastanek je vezan na prelomni sistem 3. faze, ki je dal ozemlju parketno zgradbo. Prelomi so vertikalni do subvertikalni. Ob njih so nastali jarki in hrbti. Vertikalni premiki znašajo nekaj 100 m. Ostanke prelomov, ki niso bili pozneje več aktivirani, so pri Črmošnjicah, Radečah, Žusmu, med Kamnikom in Blagovico, na Kranjski



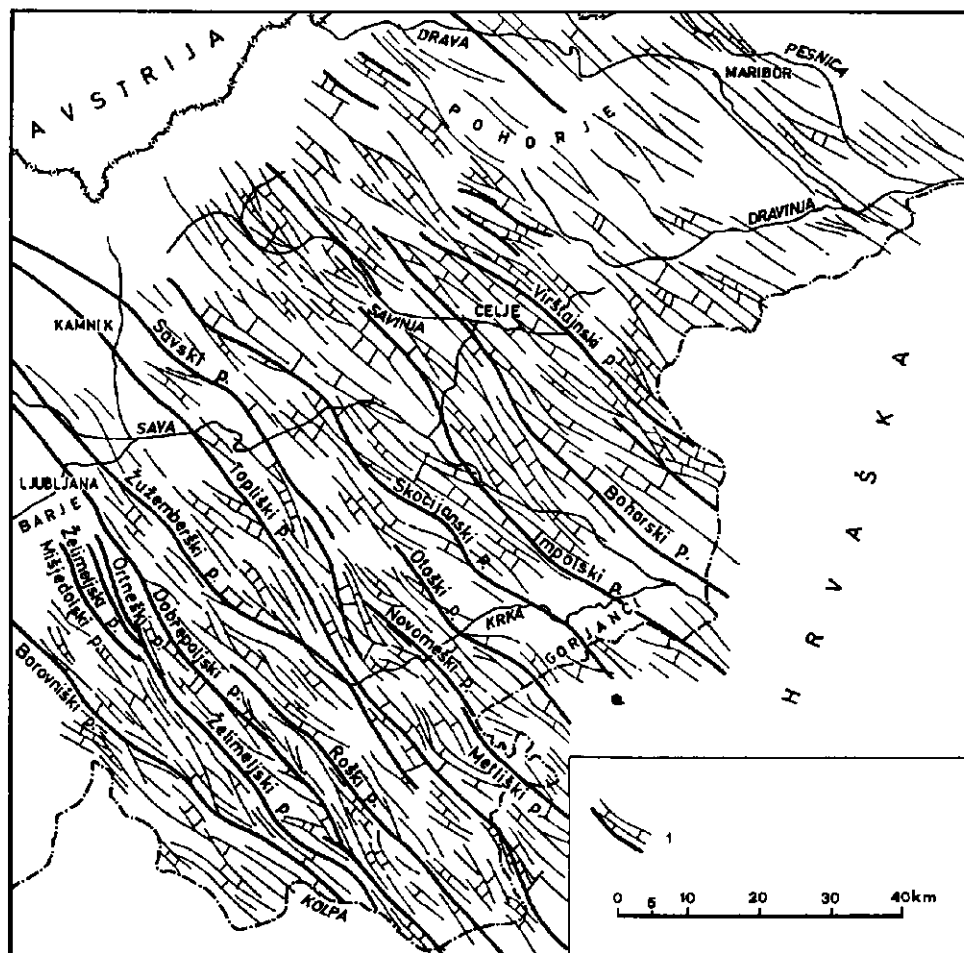
Sl. 6. Prelomni sistemi iz srednjega in zgornjega pliocena

Fig. 6. Fault systems of Middle and Upper Pliocene

1 prelomni sistem 4. faze, 2 prelomni sistem 7. faze, 3 prelomni sistem 8. faze, 4 ob prelomu spuščeno krilo, 5 horizontalno premikanje ob prelomu  
 fault systems of 4th phase (1), 7th phase (2), 8th phase (3), (4) downthrown fault side, (5) horizontal displacement

rebr, na Golteh in na Pohorju (sl. 5). Najbolje je ohranjen žlebiški prelom, ki poteka med Kotom pri Ribnici, mimo Žlebič do Štehanje vasi. V tej fazi so bili aktivni tudi prelomi, reaktivirani v 9., 10. in 16. fazi na Krškem polju, Bizelj-skem, Kranjski rebri, na Golteh, na Pohorju in na več krajih v Posavskih gubah (sl. 9).

V 4. fazi je bil aktiven labotski prelom (Rakovec, 1954), ki poteka po Labotski dolini, prek Dravograda in stopi na naše ozemlje severno od Slovenj



Sl. 7. Prelomni sistem 5. faze iz konca srednjega pliocena (1)

Fig. 7. Fault system developed in the 5th neotectonic phase during late Middle Pliocene (1)

Gradca. Odtod poteka po Mislinjski dolini in čez Vitanje skoraj do Slovenskih Konjic. Njegov podaljšek lahko danes iščemo v pozneje aktiviranem konjiškem in donačkem prelomu. Od Konjic dalje počasi izgublja svojo prvotno smer NW-SE in zavije proti NE (sl. 6). Labotski prelom je dobro viden tudi na gravimetrični karti. Po vsej verjetnosti tvori skupaj z ljutomerskim, ormoškim in donačkim prelomom od Konjic in Loč proti NE sistem transkurentnih prelomov, podoben sistemu, ki je bil aktiviran v 7. fazi. Premiki ob labotskem prelomu so bili horizontalni in vertikalni. Povzročil jih je horizontalni in vertikalni longitudinalni strig kamenin. Aktivnost labotskega preloma postavljamo na podlagi sekanja z ostalimi prelomnimi sistemi v srednji pliocen.

Prelomni sistem 5. faze najdemo na celotnem ozemlju vzhodne Slovenije in ima smer NW-SE. Kaže, da je bila 5. faza ena najmočnejših faz med srednjim pliocenom in holocenom. Zajela je vse slovensko ozemlje. V njej je nastal sistem prelomov NW-SE, ki sestoji iz dveh istočasnih divergirajočih parketnih sistemov s horizontalnimi do subhorizontalnimi premiki. Tudi vpadi tektonskih con divergirajo od  $60^\circ$  do  $90^\circ$ . Potek prelomov kaže na longitudinalno kompresijo z ekstenzijo vzdolž gube. Smer zunanje sile je NW-SE. Parketno zgradbo je verjetno povzročilo horizontalno polzenje po neravni trši podlagi v večjih globinah zaradi stiskanja gornjih plasti v osi NW-SE. Odkloni smeri prelomnega sistema so lahko posledica neenakomerne porazdelitve bočnih pritiskov ali pa različne elastičnosti zgornjega dela plasti, v katerem se je razvil prelomni sistem.

Aktivnost 5. faze je povzročila nekatere regionalno pomembne prelome. Najlepše so vidni na Dolenjskem, kjer so le malo zabrisani ali premaknjeni zaradi šibkejših mlajših sistemov. Proti NE so postopoma vedno bolj zabrisani z močnejšimi mlajšimi prelomi; kljub temu sem lahko sledil njihovi smeri, razen v skrajnem severozahodnem delu ozemlja. Od SW proti NE si slede naslednji pomembnejši prelomi (sl. 7):

1. borovniški prelom (I. Rakovec, 1954, S. Buser, 1974) od Ljubljanskega Barja pri Borovnici prek Loškega potoka do Hinj nad Kolpo.

2. mišjedolski prelom (S. Buser, 1974) od Ljubljanskega Barja do Ribnice.

3. želimeljski prelom (S. Buser, 1974), vzporeden z mišjedolskim.

4. ortneški prelom (S. Buser, 1974), vzporeden z mišjedolskim in želimeljskim. Mišjedolski, želimeljski in ortneški prelom se pri Ribnici združijo in potekajo dalje proti SE do Predgrada nad Kolpo pod imenom želimeljski prelom.

5. dobrepoljski prelom (S. Buser, 1974) od Ljubljane prek Dolenjske do Čepelj zahodno od Črnomlja.

6. roški prelom med Žvirčami južno od Ambrusa do Vinice v Beli Krajini.

7. žužemberški prelom (I. Rakovec, 1954, S. Buser, 1974) od Zgornjih Gameljn prek Žužemberka do Kota zahodno od Semiča. Od tod dalje ga je fotogeološko težko identificirati zaradi številnih mlajših prelomov; je eden izmed najmočnejših prelomov na Dolenjskem.

8. topliški prelom (A. Nosan, 1973) od Kamnika prek Dolenjskih Toplic do Krašinec ob Kolpi.

9. savski prelom (I. Rakovec, 1954) od Stahovice nad Kamnikom do Ajdovca vzhodno od Žužemberka, kjer se ešalonira z novomeškim prelomom, ki poteka od Mirne peči prek Novega mesta na Gorjance. Od tod poteka metliški prelom, ki je bil reaktiviran v 14. ali 18. fazi, prek Metlike na Hrvaško.

10. otoški prelom od Mokronoga prek Otočca in Gorjancev v Žumberak.

11. škocjanski prelom (M. Pleničar, U. Premru, 1976) prihaja na naše ozemlje v Mačkinem kotu jugozahodno od Gornjega grada in poteka prek Zgornjega Tuhinja, Trojan, Medijskih toplic, Krmelja, Škocjana na Dolenjskem in prek Gorjancev v Žumberak.

12. impolski prelom od Gomilskega prek Radeč, Impolja in Cerkelj na Dolenjskem ter prek Gorjancev na Hrvaško.

Na severovzhodnem delu obravnavanega ozemlja sem identificiral le posamezne dele močnejših prelomov. Bohorski prelom poteka južno od Celja prek

Bohorja in Orlice do Sotle. Naslednji večji prelom — virštanjski prelom — gre prek Grobelnega in Virštanja na Hrvaško.

Značilno za prelome tega sistema na Dolenjskem, v manjši meri pa tudi v Posavskih gubah, so reaktivacije posameznih delov konec pleistocena in v holocenu v 14. in 18. fazi, toda s povsem drugačnim tipom premikanj (sl. 11).

Starost 5. faze sem določil le po korelaciji prelomov z drugimi sistemi, ker na ustreznem območju ni udorin s singenetsko sedimentacijo. Menim, da je bil obravnavani sistem aktiven nekje v sredini zgornjega pliocena.

Aktivnost 6. faze je omejena na Posavske gube in ozemlje severno od njih. Južna meja, do katere je segal sistem prelomov s smerjo W-E, se skoraj povsem sklada z mejo med Zunanji Dinaridi in Južnimi Alpami.

Značilnost prelomnega sistema 6. faze je parketna zgradba s smerjo glavnih prelomov W-E. Ob prelomih so posamezne grude spuščene ali dvignjene. Vpad prelomnih con je zelo različen, od najmanj 20° proti severu ali jugu do 90°. Prelomi so normalni ali reverzni. Nekateri prelomi divergirajo ne le v horizontalni, ampak tudi v vertikalni ravnini. Kaže, da so se pri stalni longitudinalni kompresiji menjale notranje napetosti v kameninah. Največja zunanja kompresijska sila je bila usmerjena od severa proti jugu. Povzročila je bočno stiskanje ozemlja in s tem ob reverzih in normalnih prelomih dviganje in ugrezanje grud. Šibkejšo kompresijo je morala povzročiti tudi zunanja sila s smerjo W-E, ki je povzročila horizontalno divergiranje posameznih prelomov. Največ reverzih prelomov najdemo v Posavskih gubah, kar je verjetno ponovitev podobnih razmer glede usmeritve kompresijskih zunanjih sil kot pri postsarmatskem narivanju; vendar so bile starejše zunanje sile veliko močnejše. V Posavskih gubah so v manjši meri zastopani tudi ezetativni prelomi. Njih nastanek si razlagamo z delovanjem longitudinalne kompresije, ko sta se oblikovali dve ešalonirani brahiantiklinali. Normalni prelom, ki je nastal na temenu prve antiklinale, je prešel na krilo druge antiklinale in je postal zaradi drugače usmerjenih napetosti reverzen. Pri prehodu preloma iz ene antiklinale v drugo sta se spremenila vpad prelomne cone in smer premikanj ob njih.

Prelomi, nastali v 6. fazi, so verjetno zgornjegliocenske starosti. V udorini Krškega polja, v celjski udorini in v širši okolici Senovega so v tektonskih jarkih tega prelomnega sistema odloženi rečni jezerski sedimenti zgornjega pliocena. Tudi 6. faza je dala več regionalno pomembnih prelomov, ki pa po svoji intenziteti ne dosežejo najmočnejših prelomov 5. faze. Od juga proti severu si slede (sl. 8):

1. sevniški prelom se prične pri Homu nad Mirensko dolino in gre mimo Sevnice in Senovega do Orlice.

2. stranjski prelom poteka le nekoliko severneje. Med Sevnico in Stranjami se ešalonira in se nadaljuje prek Podsrede proti vzhodu. Zahodni del preloma je ezetativen, vzhodni del pa je skoraj navpičen in tvori s sevniškim prelomom globok tektonski jarek.

3. polšniški prelom zasledimo pri Krcsnicah. Od tod gre prek Polšnika, Radeč, Planine nad Sevnico do Sotle. Pri Radečah se razcepi na dva kraka, ki od tod dalje potekata vzporedno. Zahodni del preloma vpada pod blagim kotom proti severu, vzhodni pa se zravnava v subvertikalno lego.

4. moravški prelom se razteza od Kosez, severno od Moravč, do Trbovelj. Tu se razcepi na tri močnejše prelome. Tudi njegov zahodni konec se cepi v dva vzporedna preloma. Severni prelom je veliko močnejši od južnega.

5. trboveljski prelom poteka od Krašnje do Rečice pri Laškem.

6. laški prelom se pridruži trboveljskemu pri Izlakah. Od tod poteka dalje proti vzhodu prek Laškega do Kalobja (Šentjur pri Celju), kjer se ešalonira in poteka še dalje na Hrvaško.

7. marijareški prelom (K. Grad, 1969) sledimo prek Mrzlice, južno od Liboj do Skofije (Šmarje pri Jelšah). Ob njem se je pogreznilo severno krilo.

8. tuhinjski prelom spremlja Tuhinjsko dolino in se nadaljuje po južnem obrobju celjske udorine ter ob Voglajni, prek Šmarja pri Jelšah skoraj do hrvaške meje.

9. presedeljski prelom se odcepi od tuhinjskega pri Šmartnem v Tuhinjski dolini. Od tod poteka z njim vzporedno prek Presedelj, Zabukovice do Savinje južno od Celja. V svojem zahodnem delu vpada poševno proti severu, v vzhodnem pa se izravna v subvertikalni položaj.

10. plešivški prelom je najmarkantnejši prelom tega sistema severno od Posavskih gub. Poteka pod Plešivcem (Uršljo goro), mimo Straže v Mislinjski dolini na Pohorje.

Za vse prelome na območju Posavskih gub je značilno, da so v osrednjih delih dokaj položni proti severu ali jugu, medtem ko se v vzhodnih delih izravna v vertikalni ali subvertikalni položaj.

7. faza je aktivirala večino regionalno najpomembnejših prelomov (sl. 6). Sem štejemo:

1. smrekovski prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) predstavlja podaljšek ziljskega preloma. Verjetno se nadaljuje na Madžarskem v rabskem prelomu. Na našem ozemlju spremeni ob južnovzhodnem robu Pohorja svojo prvotno smer WNW v NE.

2. šoštanjski prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) poteka skoraj v stalni smeri in je po sekanju s smrekovskim prelomom lahko nekoliko starejši ali pa istočasen. V primeru, da je starejši, moramo iskati njegov podaljšek proti WNW ob smrekovškem prelomu.

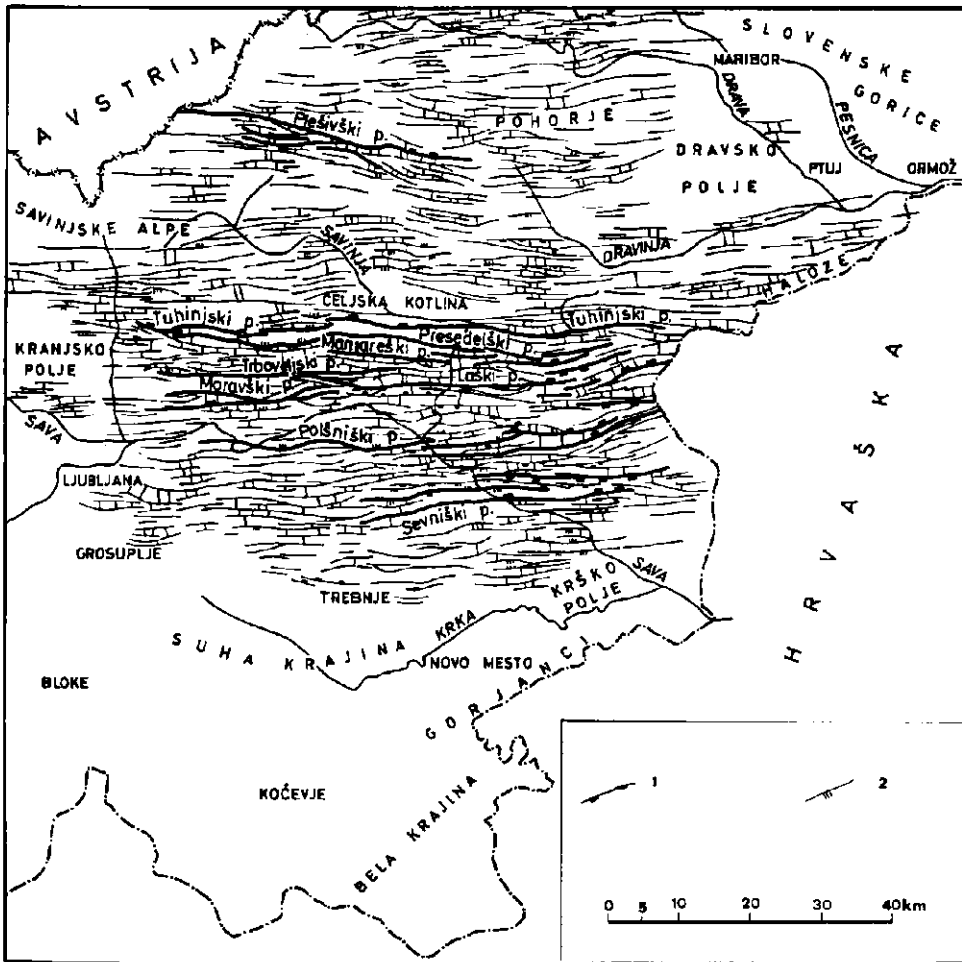
3. donački prelom (A. Hinterlechner-Ravnik, M. Pleničar, 1967) predstavlja ponovno reaktivacijo jugovzhodnega dela labotskega preloma. Poteka od Loč prek Donačke gore na Hrvaško.

4. ormoški prelom se prične v velenjski udorini in sega prek Loč in Haloz do Ormoža.

5. ljutomerski prelom leži nekoliko severneje od ormoškega. Tudi ta se prične na severnem robu velenjske udorine in se nadaljuje prek Konjic proti Ljutomeru.

Našteti prelomi tvorijo sistem transkurentnih prelomov. Zanje je značilno, da horizontalno divergirajo, zlasti ob prelomnih lokih od WNW k NE. Posamezna krila ob prelomih kažejo istosmerne premike. Po R. W. van Bemmelen u (1970) so se ob prelomih tega sistema premaknila severna krila proti SE, južna krila pa proti NW. Značilna drobna ešaloniranja ljutomerskega, ormoškega in donaškega preloma med Konjicami in Halozami pa kažejo na prav obratna premikanja. Tako so se morala severna krila premakniti proti W, južna krila pa





Sl. 8. Prelomni sistem 6. faze iz srednjega dela zgornjega pliocena  
 Fig. 8. Fault system developed in 6th neotectonic phase during middle part of Upper Pliocene

1 ob prelomu spuščena gruda, 2 prelomi s srednjim in strmim vpadom (30° do 60°)  
 1 downthrown fault block 2 fault moderately to steeply inclined

proti E. Iste premike nam kaže tudi starejši prelom med Vitanjem in Ločami, ki so ga smrekovski, ljutomerski in ormoški prelom postopoma premaknili vedno bolj proti E.

Aktivnost transkurentnih prelomov sta povzročila horizontalni in vertikalni longitudinalni strig kamenin. Prevladujejo horizontalni premiki v velikosti nekaj deset kilometrov in vertikalni premiki nekaj 100 m. Prelomne cone takih dimenzij dosežejo globino več 10 km. Prelomi so morali biti aktivni skozi daljše geološko obdobje že pred spodnjim pliocenom, ko je prišlo ob njih do največjih

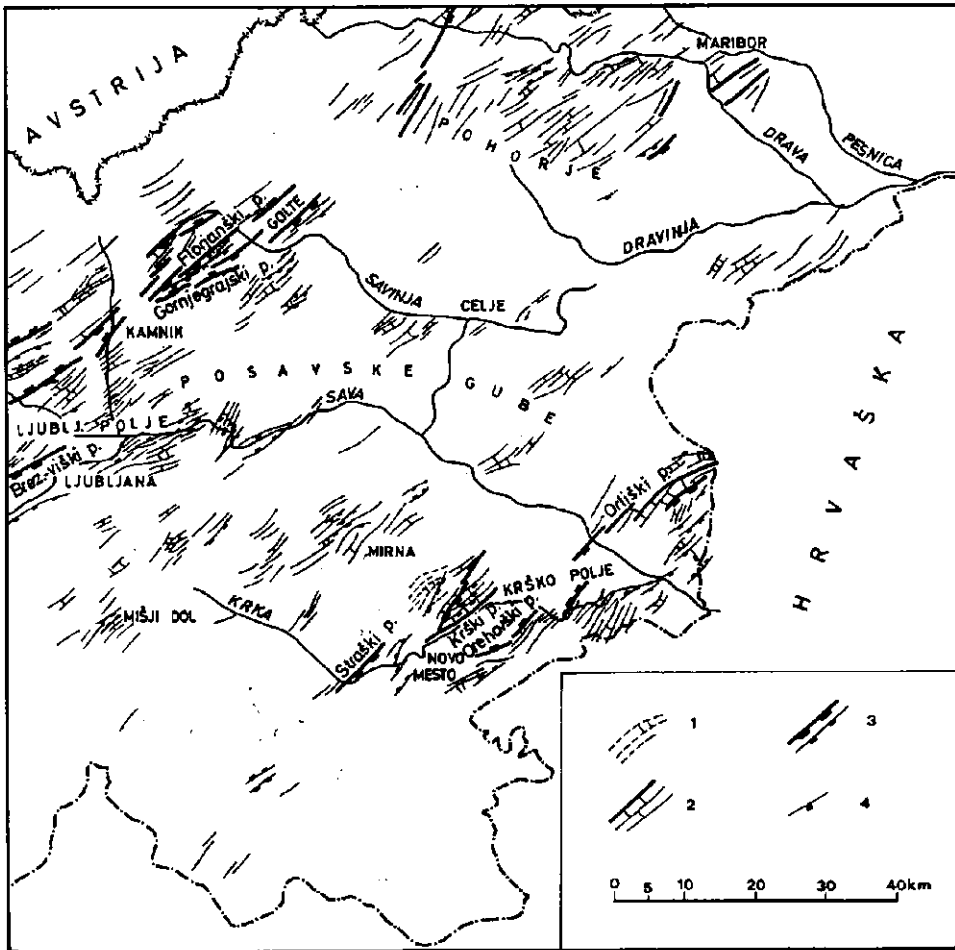
premaknitev. Lahko pa z gotovostjo rečemo, da so se v obdobju med zgornjim delom srednjega pliocena in med začetkom günškega glaciala oblikovali med prelomi globoki tektonski jarki, kjer je prevladoval vertikalni longitudinalni strig. Tako sta nastali velenjska in konjiška udorina. Najbolj raziskana od teh je velenjska udorina; po njej sem določil zadnjo aktivnost šoštanjškega, donačkega, ormoškega, ljutomerskega in smrekovškega preloma.

Najstarejši pliocenski sedimenti velenjske udorine vsebujejo srednjepliocenske sesalce (L. Rijavec, 1951). V zgornjih plasteh so našli skelete sesalcev, ki so živeli v najmlajšem delu zgornjega pliocena. (L. Rijavec, 1951). Isto starost so potrdile tudi pelodne analize (A. Šercelj, 1968). V vrtnah pri Škalah pa so našli v glinastih plasteh oscilacijski prehod zgornjepliocenskih drevesnih vrst v günške vrste (A. Šercelj, 1968). Tako sta nam znana samo začetek in konec tektonske aktivnosti velenjske udorine. Vprašanje pa je, ali je v vmesnem obdobju ugrezanje še trajalo ali pa je bilo občasno prekinjeno. Sedimentacija v velenjski udorini govori v prid domnevi, da se je tektonsko premikanje nekajkrat ustavilo in je nastopilo daljše mirovanje. Na takšno mirovanje kažejo plasti premoga, ki so se odlagale v biološkem ravnotežju med močvirjem, oziroma jezerom in okolico.

Največje prelome spremljajo šibkejši prelomi. Med Ločami in Hrvaško imajo nekateri teh prelomov lokalno smer W-E in WSW-ENE. To so po vsej verjetnosti reaktivirani prelomi, ki so bili aktivni v 6. fazi. Potek največjih prelomov je dobro viden na gravimetrični karti.

7. faza je dala transkurentni sistem prelomov; bila je aktivna istočasno s 5. fazo, kar se lepo vidi pri Vitanju, kjer je ob prelomu, ki je bil aktiven v 5. fazi, horizontalno premaknjen mnogo močnejši smrekovski prelom, drugod pa je prav obratno. V Halozah je smer transkurentnih prelomov enaka prelomom, ki so bili aktivni v 6. fazi. V Slovenskih goricah pa so transkurentni prelomi vzporedni prelomom 8. faze, ki so dvignili Gorjance in so po tipu premikanj oživiljeni transformni prelomi. Izpričana je torej istočasnost 7. faze s 5., 6. in 8. fazo.

V 8. fazi so se dvigali Gorjanci, Žumberak in Samoborska gora v obliki stopničastih grud ob vertikalnih in subvertikalnih prelomih. Ponekod prelomi horizontalno divergirajo. To kaže na dvigovanje grude v subvertikalni smeri od SW proti NE. Na severni strani Gorjancev je močnejši cerovski prelom, ki poteka prek Cerovca, na južni strani pa soški prelom (M. Pleničar, U. Premru, 1976), ki poteka prek Sošic v Žumberaku in se na več krajih ešalonira (sl. 6). V Žumberaku in Gorjancih, kjer kaže gravimetrična karta NE od črte Kostanjevica—Kostanjevac močnejši maksimum, se prelomi odklonijo od prvotne smeri SW-NE za okoli 45°. Vzrok temu mora biti trša podlaga, po vsej verjetnosti paleozojske kamenine. Regionalno najpomembnejši prelom tega sistema je transformni zagrebški prelom, ki poteka na SE strani Žumberaka in Samoborske gore, po NW robu Zagrebške gore na Madžarsko. Neotektonsko dvigovanje Gorjancev, Žumberaka in Samoborske gore postavljam na konec zgornjega pliocena, saj najdemo ostanke pliocenskega kremenčevega peska z navzkrižno plastovitostjo na precejšnji nadmorski višini na grebenih Žumberaka na ostankih spodnjepliocenskega peneplena. Prelomi, ki so bili aktivni v 8. fazi, so pomemben tektonski element na tem delu ozemlja, saj so njihove občasne predneotektonske aktivnosti od paleozoika do pliocena dajale pečat paleogeogra-



Sl. 9. Prelomni sistemi iz starejšega pleistocena in starejšega holocena  
Fig. 9. Fault systems of early Pleistocene and early Holocene

1 prelomni sistem 9. faze, 2 prelomni sistem 10. in 16. faze, 3 ob prelomu spuščeno krilo, 4 prelomi s srednjim do strmim vpadom ( $30^\circ$  do  $60^\circ$ )  
fault systems of 9th phase (1), 10th and 16th phases (2), (3) downthrown fault side, (4) fault moderately to steeply inclined ( $30^\circ$  to  $60^\circ$ )

fiji tega področja. 8. fazo lahko vzporejamo s Tollmannovo (1966) vlaško fazo.

9. faza je izražena v prelomnem sistemu SW-NE severozahodno od Šmarjeških Toplic. Prelomi so šibki. Ob njih so vidni le manjši premiki ali pa gre za razpoke (sl. 9). 9. faza je lahko le krajevno omejen predsunek mnogo močnejše 10. faze; prelomi obeh faz imajo skoro isto smer in je težko ločiti, kateri prelomi so bili aktivni v 9. in kateri v 10. fazi.

10. faza. V njej so bili aktivni prelomi SW-NE, ki so povečini vertikalni in subvertikalni. Ob njih so se ugrezali tektonski jarki Ljubljanskega Barja, Krškega polja, straške udorine, Ljubljanskega polja, Kamniške Bistrice in Mirenske doline. Vzhodno od Gornjega grada je neotektonski jarek, katerega NW krilo je spuščeno skoraj za 1000 m ob več vzporednih normalnih in reverzih prelomih. Močni prelomi tega sistema so še na Pohorju, v širši okolici Maribora in ponekod v Posavskih gubah, kjer so le slabo razviti. V 10. fazi je nastalo tudi nekaj manjših grud. Med njimi sta najpomembnejši Golte in Kranjska reber, kjer so se deloma reaktivirali prelomi 3. faze. Nekaj dvignjenih grud je tudi na severnem obrobju Mirenske doline, kjer so lepo vidne v razgibanem reliefu. V splošnem se kaže ob prelomih, aktivnih v 10. fazi, bolj tendenca nastajanja jarkov kakor hrbtov (sl. 9).

Največ podatkov o starosti 10. faze imamo iz Zaloga pri Novem mestu, kjer je najstarejša glina iz gūnško-mindelskega interglaciala (A. Šercelj, 1961, 1963). Južno od Šentjerneja na Krškem polju je glina polžarica iz starejšega pleistocena (ustni podatek A. Šerclja). Singenetske sedimente starejšega pleistocena najdemo tudi na Ljubljanskem Barju.

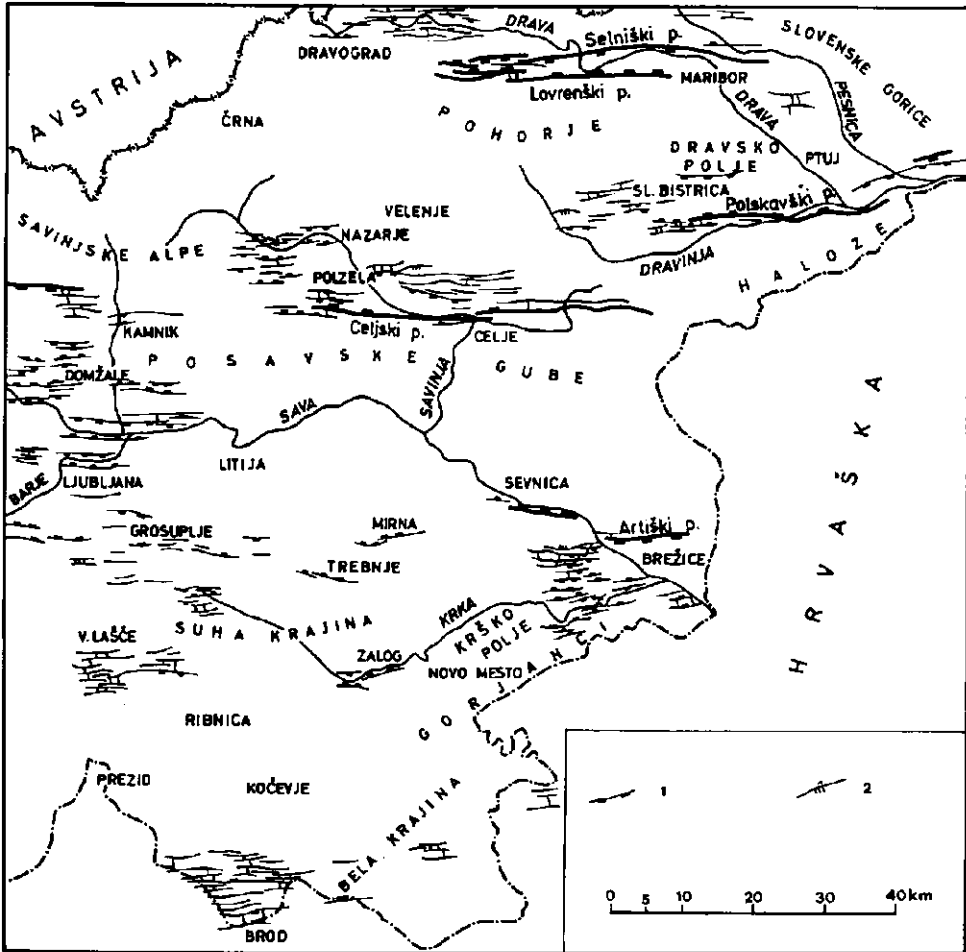
Najpomembnejši prelomi so:

1. straški prelom; ob njem se je pogreznila straška udorina vzhodno od Novega mesta.
2. orliški prelom; prek Krškega polja na Orlico. Ob njem se je pogreznilo SE krilo. Na Orlici se večkrat ešalonira.
3. brezoviško-viški prelom (K. Grad, 1968) ob NW robu Ljubljanskega Barja.
4. gornjegrajski prelom med Novo Štifo in Gornjim gradom; tu se večkrat ešalonira in poteka do Radmirja.
5. florjanški prelom; med gornjegrajskim in florjanškim prelomom se je pogreznil globok neotektonski jarek.

Dva močnejša preloma omejujeta neotektonsko grudo planine Golte.

2. ciklus se je pričel s srednjim pleistocenom in traja še danes. Ozemlje se postopno umirja; dviganja so redka, več je ugrezanj. Prelomi se pojavljajo v labilnih conah, ki se stabilizirajo skozi ves srednji in mlajši pleistocen ter holocen.

V 11., 12. in 13. fazi so se aktivirali v Posavskih gubah in na ozemlju severno od njih posamezni prelomi W-E ali njihovi deli iz 6. faze. Na Dolenjskem in v Beli Krajini pa so nastali novi prelomi enake smeri, ki pa nimajo regionalnega pomena (sl. 10). Ob prelomih se je ozemlje ugrezalo v jarke. Po pelodnih analizah iz različnih krajev Slovenije menim, da gre za troje ločenih tektonskih aktivnosti, čeprav so se izrazile v prelomnih sistemih z isto smerjo. V 11. fazi se je ugreznil tektonski jarek v Zalogu pri Ljubljani, kjer je bila pod prodrom v globini okoli 39 m najdena glina mindelsko-riškega interglaciala (ustni podatek A. Šerclja). Enako stara glina je na Ljubljanskem Barju na površju in ponekod v globini (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). 12. faza je bila omejena na riško-würmski interglacial. V Podbočju na Krškem polju je na dvignjenem obrobju glina s kremenčevimi prodniki iz riško-würmskega interglaciala (A. Šercelj, 1970). Na Ljubljanskem Barju so glince enake starosti (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). Največ podatkov imamo o 13. fazi. Glina zadnjega



Sl. 10. Prelomni sistemi 11., 12., 13. in 15. faze iz srednjega in mlajšega pleistocena ter holocena

Fig. 10. Fault systems 11th, 12th, 13th, and 15th phases developed during middle and late Pleistocene and Holocene

1 ob prelomu spuščten blok, 2 prelomi s srednjim do strmim vpadom ( $30^\circ$  do  $60^\circ$ )

1 downthrown fault block, 2 fault moderately to steeply inclined ( $30^\circ$  to  $60^\circ$ )

würmskega interstadiala in z začetka zadnjega würmskega stadiala se nahaja na Ljubljanskem Barju (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967), v Nevljah pri Kamniku (A. Budnar-Lipovglavšek, 1944), v Radomljah pri Domžalah (po neobjavljeni analizi A. Šercelja), pri Kostanjevici na Krki (A. Šercelj, 1963), pri Šentjerneju na Krškem polju (A. Šercelj, 1970), pri Grosupljem (A. Šercelj, 1963), na Bregu in v Šmartnem pri Litiji, Št. Lenartu in Trebežu pri Brežicah, pri Sv. Lovrencu pri Polzeli, pri Nazarjih, pri

Slovenski Bistrici (A. Šercelj, 1970) in pri Zalogu zahodno od Novega mesta (A. Šercelj, 1963).

Sedimentacija Ljubljanskega Barja je bila po do sedaj znanih podatkih neprekinjena do riško-würmskega interglaciala (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967). Sledi večja vrzel v sedimentih, ki kaže na prekinitev tektonske aktivnosti. Nato so bili odloženi sedimenti srednjewürmskega interstadiala do holocena, ki kažejo na hitro ugrezanje Barja. Zato je možno, da je trajala tektonska aktivnost na Krškem polju, v Celjski kotlini, na Dravskem polju, v okolici Grosupljega in okoli Litiže skozi tri zaporedna obdobja z vmesnimi presledki. Na Barju se je začela 11. faza že v začetku mindelskega glaciala in je skupaj z 12. fazo trajala brez presledka do začetka riško-würmskega interglaciala. Tedaj je nastopila kratka doba tektonskega mirovanja. Isti neotektonski sistemi so oživel nato v srednjewürmskem interstadialu, torej zopet prej kakor 13. faza v drugih udorinah (sl. 13 in 14). Od močnejših prelomov naj omenim:

1. celjski prelom (K. Grad, 1969) ob južnem robu Celjske kotline; ob njem se je pogreznilo severno krilo za okoli 100 m.

2. lovrenški prelom (P. Mioč, 1975) med Mariborom in Planino na Pohorju.

3. selniški prelom (P. Mioč, 1975) je vzporeden lovrenškemu; med njima se je ugreznil ribniški neotektonski jarek.

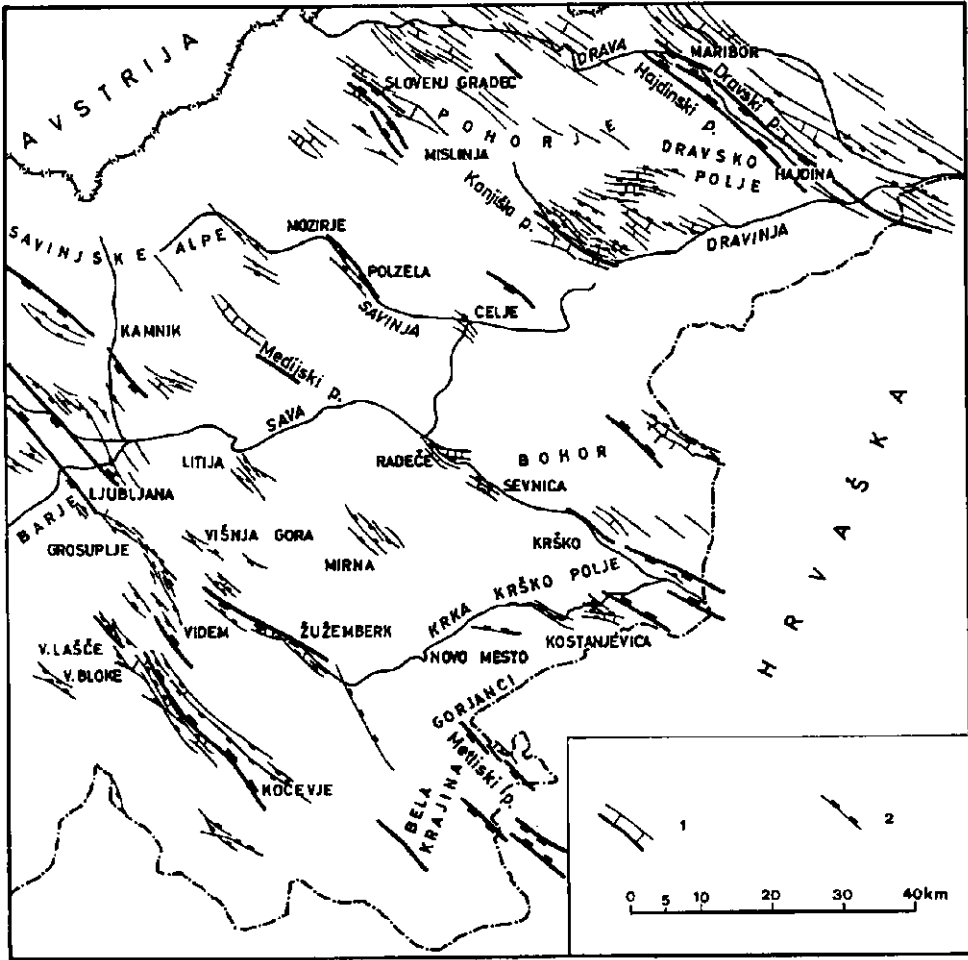
4. polskavski prelom spremlja tok Polskave. Ob njem se je pogreznil južni rob Dravskega polja.

5. orliški prelom zahodno in vzhodno od Artič; ob njem se je pogreznil severni rob Krškega polja.

V 14. fazi so se ponovno aktivirali posamezni deli prelomov, ki so nastali v 5. fazi. Tako se je formiral nov prelomni sistem NW-SE s parketno zgradbo ozemlja. Ob prelomih so se ugreznili posamezni deli udorin. V Posavskih gubah so neotektonska premikanja prispevala k ugrezanju celjske udorine, manjših udorin v Zgornjesavinjski dolini ter Ljubljanskega polja in Ljubljanskega Barja (sl. 11).

Po sedimentih, ki so se odlagali v nastale udorine in jarke, lahko sklepamo, da je trajala 14. faza le kratek čas konec würma III in v začetku holocena. Glina te starosti se nahaja v neotektonskih jarkih v Ljubečni pri Celju (po neobjavljeni analizi A. Šercelja) in na Barju (A. Šercelj, 1963, 1966). Alternativno je bila določena tudi pri Nazarjih (A. Šercelj, 1970). Nekateri prelomi so bili pozneje aktivni še v holocenu v 18. fazi; zato je težko odločiti, kateri izmed obeh faz pripadajo posamezni prelomi, posebno na krajih, kjer singenetski sedimenti starostno niso določeni. Z gotovostjo pa sklepam, da je bil v 14. fazi aktiven del topliškega preloma med Kamnikom in Lukovico, del virštanjskega preloma med Vojnikom in Ljubečno in del dobrepoljskega preloma med Ljubljano in Lavrico.

V 15. fazi so se ponovno aktivirali nekateri prelomi W-E, ki so bili aktivni že v 11., 12. in 13. fazi. Kjer so se v novo nastalih jarkih usedali holocenski sedimenti, jih je časovno lahko opredeliti. V 15. fazi sta bila ponovno aktivna celjski in polskavski prelom, enako velja za nekatere prelome na Ljubljanskem polju, v Zgornjesavinjski dolini, v jugovzhodnem delu Krškega polja, v dolini Drave pri Dravogradu ter za dele selniškega in lovrenškega preloma (sl. 10).



Sl. 11. Prelomni sistemi 14. in 18. faze  
 Fig. 11. Fault systems of the 14th and the 18th phase

1 prelomni sistem, 2 vertikalni premik ob prelomu  
 1 fault set, 2 displacement in vertical direction

16. faza je tudi holocenska. V njej so se aktivirali nekateri prelomi 10. faze, nekateri pa so nastali na novo. Prelomi tvorijo prelomni sistem s parketno zgradbo in smerjo SW-NE. Ob njih so nastali manjši jarki, ki so povečini zapolnjeni s holocenskim prodom. Na več krajih so še ohranjeni skoki, večidel pa so že erodirani. Med Šentjernejem in Belo cerkvijo na Krškem polju je med prelomi nastal večji jarek. Prelomi so subvertikalni in gravitacijski. Najmočnejša preloma tega jarka sta na severu krški prelom, na jugu pa orehovski prelom. Prvi spremlja tok Krke, drugi pa poteka prek Orehovice pod Gorjanci. Ob krškem prelomu se je jarek najgloblje ugreznil. V nastali globlji del jarka se je prelila Krka, kjer teče še danes. Po tem sklepam, da je starost teh prelomov holocen-

ska. Nad Belo cerkvijo so še ohranjeni precej erodirani skoki kljub mehkeemu terciarnemu laporju (sl. 9).

V 17. fazi so nastali prelomi s smerjo N-S. Ohranjeni so le zahodno od Kostanjevice na južnem obrobju Krškega polja. Prelomi dajejo ozemlju parketno zgradbo. Ob dviganju je nastal hrbet, ki je predstavljal oviro za pretok Krke. Pred njim je začela meandrirati. Stari meandri so na letalskih posnetkih še dobro vidni. Krka še do danes ni uspela ovire predolbsti. Aktivnost prelomov lahko postavimo na podlagi teh dejstev v pozni holocen (sl. 12).

Prelomi 18. faze so vidni pri Kostanjevici na Krki. Ohranjenih je nekaj manjših prelomov in razpok. Premiki ob prelomih so znašali le nekaj metrov. Močnejša preloma potekata v rahlem konkavnem loku južno in severno od Krke. Ob njih se je ugreznil plitev in ozek tektonski jarek, po katerem teče Krka še danes. Ozemlje se je najbolj ugreznilo pri Kostanjevici, kjer je reka zastajala in ustvarila meandre, katerih ostanki so še ohranjeni.

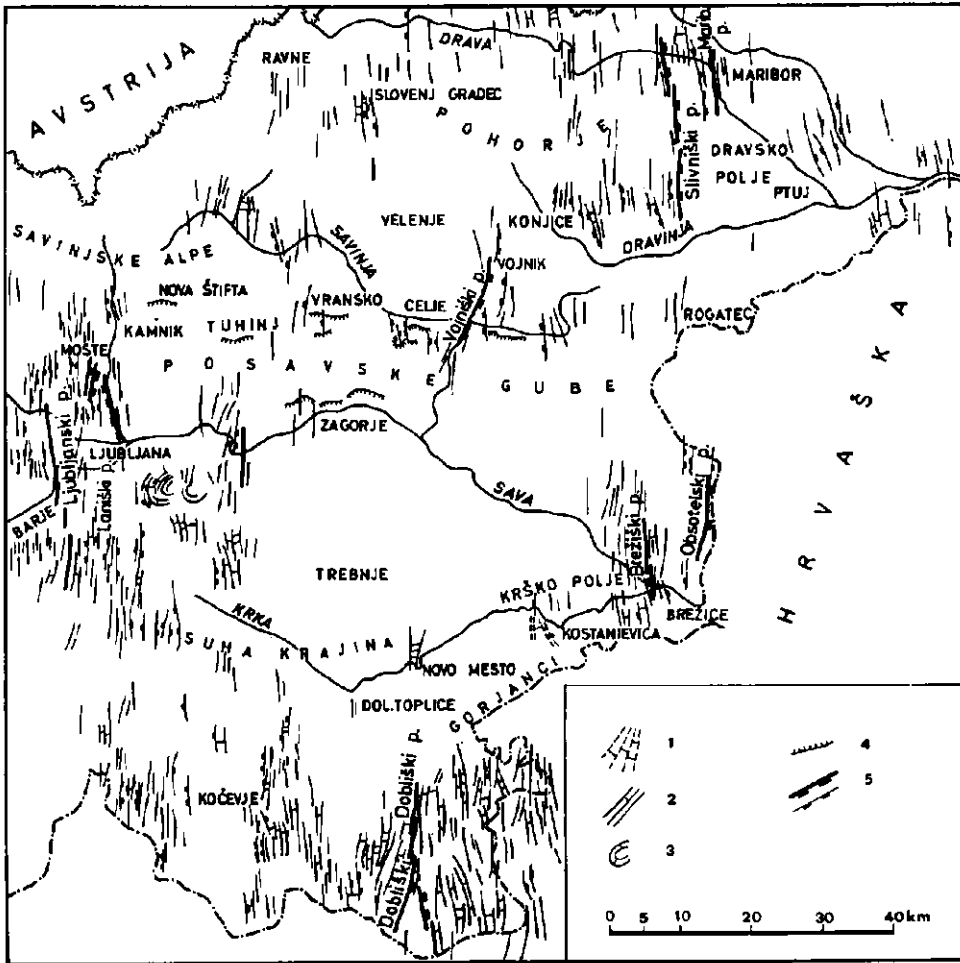
V 18. fazi so se ponovno aktivirali tudi prelomi iz 14. faze in deli prelomov iz 5. faze. Ob prelomih, ki tvorijo sistem s parketno zgradbo so se ugreznilo tudi večji tektonski jarki. Na Dolenjskem so nastala kraška polja s holocensko sedimentacijo. Ponovno je bil aktiviran del mišjedolskega preloma pri Velikih Laščah, del želimejskega preloma med Velikimi Laščami in Kočevjem, del dobrepoljskega preloma pri Vidmu, del žužemberškega preloma ob gornjem toku Krke, del roškega in topliškega preloma v Beli Krajini in del impolskega preloma na Krškem polju. V Posavskih gubah so se ugreznilo manjši deli celjske udorine, nastal je tektonski jarek pri Radečah in pri Sevnici. Severno od Posavskih gub se je ugreznil del Dravskega polja, Mislinjske doline in Konjiškega polja (sl. 12). Med pomembnejše prelome štejemo:

1. dravski prelom na severozahodni strani Dravskega polja.
2. hajdinski prelom, vzporeden dravskemu; med njima je ozek tektonski jarek.
3. konjiški prelom pod Konjiško goro je del reaktiviranega labotskega preloma, toda s povsem drugačnim premikanjem ob njem.
4. medijski prelom pri Medijskih toplicah je del reaktiviranega šlocjanskega preloma.
5. metliški prelom med Jugorjami in Metliko je del reaktiviranega novomeškega preloma; ob njem se je pogrezala črnomaljska udorina. Na več krajih je ešaloniran. Prelomni sistem ima smer NW-SE. Njegovo aktivnost postavljamo v holocen; dal je tektonske jarke, po katerih še danes teko reke in vrezujejo terase v holocenski prodni nanos: Drava na Dravskem polju, Sava na Krškem polju, Savinja pri Polzeli in Celju, Mislinja pri Slovenj Gradcu.

Najmlajša je 19. faza. Prelomi imajo smer N-S in dajo le redko ozemlju parketno zgradbo. Zato menim, da so prelomi 19. faze še danes aktivni. Na Dolenjskem, na Dravskem polju in v Beli krajini se vidi, da gre za aktivirane prelome 2. faze. Najmočnejši prelomi so (sl. 12):

1. dobliški prelom, sestavljen iz treh zaporednih prelomov; ob njem se je pogreznil vzhodni del belokranjske udorine.
2. ljubljanski prelom poteka po Ljubljanskem Barju, mimo Ljubljane med Rožnikom in Golovcem proti Vodiciam, kjer se večkrat ešalonira. Njegova potresna aktivnost je znana iz močnega ljubljanskega potresa leta 1895.





Sl. 12. Prelomni sistemi, narivi in luske iz mlajšega holocena

Fig. 12. Fault systems, thrust faults and schuppen structures developed during late Holocene

1 prelomni sistem 14. faze, 2 prelomni sistem 19. faze, 3 obročasti prelomi, 4 narivi in luske, 5 ob prelomu spuščeno krilo

fault systems of 14th neotectonic phase (1), 19th neotectonic phase (2), (3) ring faults (4) thrust faults and schuppen structures, (5) downthrown fault side

3. laniški prelom (I. Rakovec, 1955) na vzhodnem obrobju Barja pri Lanišču.

4. vojniški prelom med Celjem in Vojnikom: ob njem se ugreza vzhodni del celjske udorine.

5. slivniški prelom ob vzhodnem vznožju Pohorja; ob njem se ugreza Dravsko polje. Dobro je viden tudi na gravimetrični karti. Večji del premikov

ob njem pripisujem 2. fazi v srednjem pliocenu, manjši del premikov pa štejem v 19. fazo.

6. mariborski prelom je vzporeden slivniškemu. Spremlja tok Drave vzhodno od Maribora in s severnim delom slivniškega preloma tvori tektonski jarek.

7. brežiški prelom je vezan na brežiško potresno cono. Poteka pod Orlico mimo Brežic na Gorjance do Stojdrage.

8. obsotelski prelom ob Sotli med Bizeljskim in Kapelo.

Ob močnejših prelomih znašajo skoki nekaj metrov, ob šibkejših pa le nekaj decimetrov ali samo nekaj milimetrov.

Obročasti prelomi predstavljajo posebnost v neotektoniki med srednjim pliocenom in holocenom. Imamo jih na dveh območjih vzhodno od Ljubljane (sl. 12). S svojo krožno razvrstitvijo spominjajo na diapirske strukture, čeprav leže na dolomitnem ozemlju. Na letalskih posnetkih so še lepo vidni skoki, kjer se ponekod ruši dolomit. Zato menim, da so obročasti prelomi še danes aktivni. Ob njih se ozemlje stopničasto dviguje.

Obe obročasti strukturi ležita v smeri W-E in sledita starim geološkim strukturam v permokarbonskih klastitih pod narinjenim cordevolskim dolomitom. Med njimi predpostavljam vložke evaporitov, ki bi mogli povzročiti obročaste prelome.

V Posavskih gubah imamo na več krajih manjše narive in luske trše mezozojske podlage na mehkejših terciarnih plasteh (sl. 12). V tuhinjski sinklinali so se med Zgornjim Tuhinjem in Vranskim naluskale triadne plasti na miocenske od juga proti severu. Podobne razmere najdemo v podaljšku iste sinklinale proti Celju. Na južnem robu Celjske kotline so se triadne kamenine narinile proti severu na oligocenske piroklastite. Tudi južni rob najbolj stisnjene laške sinklinale pri Zagorju je narivni.

Neotektonsko narivanje si razlagam na naslednji način:

Fo najmočnejšem narivanju od severa proti jugu na prehodu iz miocena v pliocen je večina narivov pokrila tudi precejšnji del sinklinal, zapoljenih s terciarnimi sedimenti. Sledila je penepelenizacija narivne zgradbe. Neotektonski prelomi so nastali penepelen razkosali in ustvarili pogoje za močno erozijo, ki je predolbla narive do terciarnih sinklinal. Pod vplivom nasledstvene tektonike so nastali v sinklinalah neotektonski jarki. Na krilih so ostale trše mezozojske kamenine. Zaradi lateralne kompresije, ki je bila v Posavskih gubah v pliocenu in pleistocenu, so se trše mezozojske plasti narinile ali naluskale zaradi svoje višje geografske lege na niže ležeče mehkejše terciarne kamenine. Za nastanek narivov in lusk so bili v Posavskih gubah odločilni neotektonski prelomi s smerjo W-E, ki so vzporedni osem terciarnih sinklinal. Zato so se mogla neotektonska narivanja in luskanja pojaviti po 6., 11., 12., 13. in 15. fazi v zgornjem pliocenu, srednjem in mlajšem pleistocenu ter zgodnjem holocenu. Narivanja in luskanja so bila mnogo šibkejša kot pri podobnih pojavih med miocenom in pliocenom. Znašajo le nekaj metrov do nekaj sto metrov.

### Povzetek

Tektonska dogajanja od srednjega pliocena do danes lahko razdelim na dva neotektonska ciklusa. 1. cikel se je pričel v srednjem pliocenu po spodnjepliocenski penepelenizaciji in tektonskem mirovanju in se je končal ob koncu sta-

FAZA	GRAFIČNI PRIKAZ	SMER SISTEMA	VRSTE PRELOMOV	VPADI PRELOMOV	VELIKOST PREMISOV	PLIOCEN		PLEISTOCEN						HOLOCEN						
						SP.	SR.	ZG.	GÜNZ	G/M	MINDEL	M/R	RISS		R/W	WÜRM				
2. CIKLUS	19.		N-S	GRAVITACIJSKI NORMALNI	80°-90°	0-20m														
	18.		NW-SE		70°-90°	0-20m														
	17.		N-S		70°-90°	0-20m														
	16.		SW-NE		70°-90°	0-30m														
	15.		W-E		70°-90°	0-30m														
	14.		NW-SE		70°-90°	2-200m														
	13.		W-E		30°-90°	0-10m														
	12.		W-E		30°-90°	10-200m														
	11.		W-E		30°-90°	10-200m														
1. CIKLUS	10.		SW-NE	GRAVITAC. REVERZNI	30°-90°	10-1000m														
	9.		SW-NE	GRAVITAC.	80°-90°	0-20m														
	8.		SW-NE	GRAVITAC. NORMALNI	60°-90°	50-1200m														
	7.			TRANSKURENTNI	50°-80°	VERTIKAL. 30-500m HORIZONT. 1-10km														
	6.		W-E	GRAVITAC. REVERZNI	20°-90°	30-1000m														
	5.		NW-SE	HORIZONT. NORMALNI	60°-90°	VERTIKAL. 50-500m HORIZONT. 100-3000m														
	4.			TRANSKURENTNI	50°-80°	HORIZONT. 5-20km														
	3.		SW-NE	GRAVITAC. NORMALNI	30°-90°	100-1000m														
	2.		N-S	"	70°-90°	100-1000m														
1.		NW-SE	?	?	?															

Sl. 13. Tabelarni pregled neotektonskih faz v vzhodni Sloveniji  
 Fig. 13. Review of neotectonic phases in Eastern Slovenia

1 udorine, 2 udorina Ljubljanskega barja — 1 depression, 2 depression of Ljubljana Moor

rejšega pleistocena. Vrhunec je dosegel med zgornjim delom srednjega pliocena in zgornjim pliocenom, saj so bila v tem razdobju najmočnejša neotektonska premikanja (sl. 13 in 14). Manifestirala so se v močnih dviganjih in spuščanjih grud in horizontalnih premikanjih. Prelomi so dali pečat današnji geološki zgradbi ozemlja. V 2. ciklusu, ki se je začel s srednjim pleistocenom in traja še danes, je opaziti postopno umirjanje ozemlja. Povečini gre za ugrezanje manjših udorin. Nasledstvena tektonika se lepo održa v 1. ciklusu, v katerem slede prelomi starim strukturam in prelomnim sistemom: Dinaridom, Južnim Alpam in balatonskemu nizu. Prelomni sistemi, ki so bili aktivni v 2. ciklusu in so lokalno omejeni, pa so longitudinalni, transverzalni ali diagonalni na stare geološke strukture.

Nasledstvena tektonika se lepo odraža tudi v sinformnih neotektonskih prelomih na bokih terciarnih sinklinal, oziroma terciarnih bazenov. Sinformne prelome najdemo na vzhodnem boku gradaškega terciarnega bazena v Beli krajini, na boku krške sinklinale, laške sinklinale pri Moravčah in ribniške sinklinale na Pohorju. Sinformni prelomi niso nastali istočasno v eni fazi, ampak skozi daljše razdobje v več fazah.

Posebnost so transkurentni prelomi v severovzhodni Sloveniji, obročasti prelomi vzhodno od Ljubljane ter narivi in luske v Posavskih gubah.

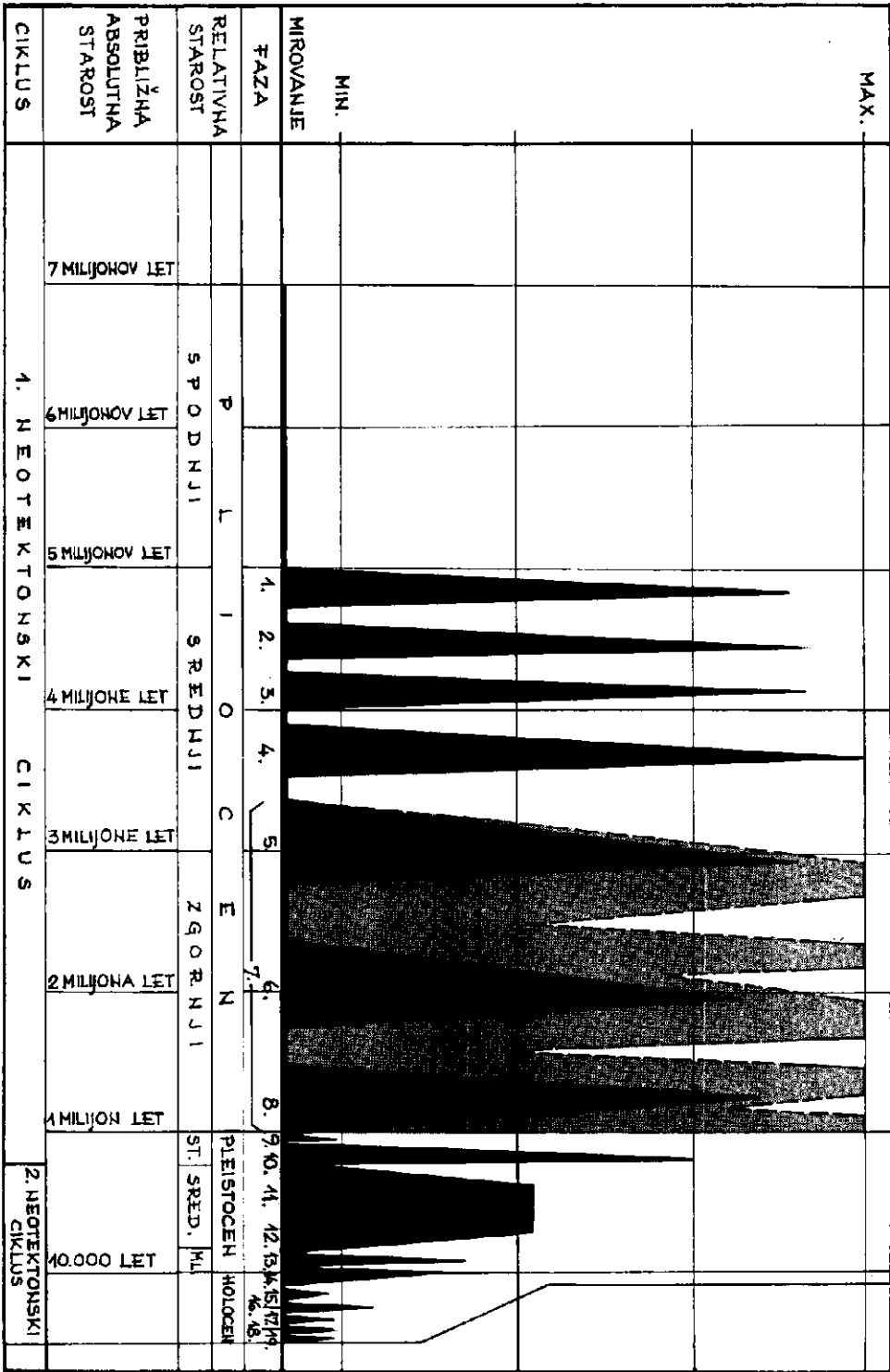
Zanimivi so tudi premiki ob posameznih prelomih. Kot primer naj navedem premike ob žužemberškem prelomu pri Črmošnjicah. Vertikalno in horizontalno komponento premikov sem meril po treh različnih kriterijih:

1. glede na stratigrafske razmere
2. glede na vertikalni premik penepleske površine in
3. glede na premik starejših neotektonskih prelomov.

Vertikalni premik med Kočevskimi Poljanami in Črmošnjicami glede na peneplesko površino znaša okoli 200 m, glede na stratigrafijo pa okoli 700 m. Razliko 500 m pripisujem sumarnemu skoku v 5. fazi in starejšim fazam. Horizontalni premik 2400 m sem meril glede na premaknitev starejšega prelomnega sistema, ki je bil aktiven v 3. fazi in ima smer SW—NE. Premik se je lahko izvršil samo v 5. fazi. Med Sotesko in Kočevskimi Poljanami znaša vertikalni premik v 5. fazi 520 m, sumarni premik v starejših fazah pa okoli 680 m. Horizontalnega premika tod ni mogoče meriti. Razlike v vertikalnih komponentah na obeh odsekih žužemberškega preloma si razlagamo z močnimi vertikalnimi premiki ob sočasnem prečnem prelomu pri Kočevskih Poljanah.

Posamezne neotektonske faze so si sledile ena za drugo. Izjema je le 7. faza, ki je aktivirala transkurentni sistem prelomov. Sestavljajo ga smrekovski, šoštanjski, donački, ormoški, ljutomerski in labotski prelom (sl. 7). Močne aktivnosti transkurentnega prelomnega sistema so se pojavljale občasno med zgornjim delom srednjega pliocena in začetkom günškega glaciala med delovanjem manj aktivne 5., 6. in 8. faze. Le-te imajo prelomne sisteme usmerjene tako kot posamezni deli transkurentnih prelomov, kar nam zopet potrjuje pravilo, da nastanejo na določenem ozemlju v istem časovnem obdobju ob enako usmerjenih zunanjih silah določeno usmerjeni prelomi, oziroma prelomni sistemi.

Če razmotrimo trajanje posameznih neotektonskih faz, pridemo do zanimivega sklepa. V 1. neotektonskem ciklusu so trajale dalj časa kot v 2. ciklusu (sl. 14). Vzporedno z manjšanjem njihove intenzitete se je krajšalo tudi ob-



Sl. 14. Intenzivnost in trajanje neotektonskih faz

Fig. 14. Time of neotectonic phases and intensity of the structural events

dobje, v katerem so bili aktivni. V pliocenu so trajale faze z vmesnim mirovanjem približno 1 000 000 let, v pleistocenu pa 200 000 let. Posebno zanimive so holocenske faze. Za ilustracijo naj navedem samo podatke s Krškega polja. V 16. fazi je nastal pri Drnovem tektonski jarek s smerjo SW—NE, v katerega se je prelila Sava in tod napravila izrazito koleno, ki je še danes vidno zaradi dobro ohranjene suhe struge. Pri Drnovem je bilo rimsko rečno pristanišče, ki je prenehalo delovati v 2. stol. n. št. Danes teče Sava po novi strugi. Približno med 2. stoletjem in današnjo dobo je bilo na tem delu ozemlja še četvero neotektonskih faz. Tako povprečno odpade na vsako okoli 450 let. Če pa vzamemo povprečje trajanja holocenskih faz, znaša to okoli 1700 let. Zgodovinski podatki in novejša opazovanja o seizmični aktivnosti na Slovenskem, ki jih imamo od 8. stoletja dalje, bi bilo treba vzporejati s posameznimi holocenskimi fazami. Dosedanje ugotovitve kažejo, da moramo pripisati seizmične aktivnosti od 8. stoletja pa do danes različnim mlajšim holocenskim fazam in ne samo 19. fazi. Vzrok potresom v današnjem času niso močni prelomni, ampak ostanki labilnih con, ki so jih zapustili močnejši prelomi v dobi vrhunca svoje aktivnosti med srednjim pliocenom in začetkom pleistocena. Labilne cone so se umirjale v obliki pogrezanja skozi ves kvartar. Umirjanje še danes ni končano. Proti današnji seizmični aktivnosti regionalno pomembnejših prelomov kaže najvišja potresna stopnja v Sloveniji, ki ne presega 9 MCS in različen čas potresne aktivnosti vzdolž iste prelomne cone. Če primerjamo karto potencialnih potresnih con, ki sem jih dobil po geološki metodi, s potresno karto slovenskega ozemlja (I. R a k o v e c , 1955), vidimo, da se obe karti precej ujemata med seboj.

Preučevanje neotektonike s pomočjo fotogeologije, tektonofizike, stratigrafije in seizmike nam da pomemben vir podatkov za boljše poznavanje geološke zgradbe in dogajanj na ozemlju Slovenije v najmlajših geoloških obdobjih.

# Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia

*Uroš Premru*

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

According to photogeological studies of air photographs the author distinguished in Eastern Slovenia six fault systems. The times of their activities were determined by syngenetic sedimentation in the neotectonic depressions, during Middle Pliocene, Pleistocene and Holocene ages. The activities are divided into neotectonic phases, that are joined into two neotectonic cycles. The working of the neotectonic systems and the syngenetic sedimentation are demonstrated on the models of the depressions of Straža, Litija, and Šmartno. The more important faults were named. Recent active faults were determined. Finally the influence of hereditary tectonic, synform faults on the flanks of Tertiary synclines, and the average duration of individual neotectonic phases are discussed.

## Contents

Working method . . . . .	241
Model of the Straža depression . . . . .	242
Model of the Litija and Šmartno depressions . . . . .	242
Interpretation of the neotectonic activity in Slovenia . . . . .	243
Neotectonic phases . . . . .	244
The first cycle . . . . .	244
The second cycle . . . . .	246
Conclusions . . . . .	247

## Working method

Photogeological studies of air photographs gave most of the basic data. Although Eastern Slovenia is not very photogenic, being mainly covered by forests, its strongly expressed relief allows tracing of the faults. The author examined 2848 air photographs in scales of 1:15 000 to 1:30 000. The larger part of the fault zones were checked by mapping in the field, the others by comparison with geological maps. Thus it was proved that more information about fault systems could be obtained from photogeology than by field prospecting. On the basis of geological and geophysical maps it was possible to distinguish stronger faults from the weaker ones. In the next stage of the study the neotectonic faults were drawn on a topographical map of 1:200 000

and classified into individual systems. In this paper only the more important faults are presented in a rather reduced scale, the smaller ones being omitted. When arranging the faults into systems, it was considered that faults of a defined direction originate from active external forces of defined direction, as explained by M. Gzovski & al. (1973). The direction of the external forces changed only in long intervals of time. In a given period therefore only those faults of a specific direction that belonged to the same fault system were active. Relative ages of individual fault systems were determined by the age of syngenetic sediments in different depressions, situated rather far from each other. For age determination of Pliocene and Pleistocene sediments pollen analyses by A. Budnar-Tregubov (1969) and A. Šercelj (1961, 1963, 1966, 1967, 1968, 1970) were used. Data for age determination of Holocene sediments are missing. The age determination of individual fault systems on the basis of the age of syngenetic sediments confirmed the succession of activities of these systems, as determined by photogeology under the assumption that an older fault is shifted by the younger one.

#### **Model of the Straža depression**

One of the simpler depressions has been chosen for the presentation of the activity of neotectonic faults and the syngenetic sedimentation in resulting depressions.

The Straža depression filled with Pleistocene sediments is situated to the west of Novo mesto. The sedimentation can be divided into two parts. The lower part consists of clay, silt and sand, deposited according to A. Šercelj (1961, 1963) in the Günz-Mindel interglacial stage. The upper part of sediments of similar composition belongs however, according to the same author to the Würm III stage (A. Šercelj, 1963). The sediments of both ages indicate lacustral and bog sedimentation. Between the upper and the lower packet of sediments there is a thin intercalation of bog iron ore which indicates a rather long period of bog environment without influx of new clastic material into the depression. The first subsidence of the depression took place in the Günz-Mindel interglacial stage, the second one in the Würm III stage.

Photogeological studies point out two fault systems. The older trends in SW—NE direction, the younger one extends W—E. The activity of both systems can be compared with both previously described packets of sediments. The older fault system was active in the Günz-Mindel interglacial stage, the younger one in the Würm III stage (fig. 2).

#### **Model of the Litija and Šmartno depressions**

In the east of Ljubljana there are two depressions that have been chosen as a correlation model between sediments and fault systems. In both depressions that lie one beside the other, the sedimentation is identical. The older sediments are clay and loam with intercalations of silt, silty clay and clayey or silty



sand. A. Šercelj (1970) defined by pollen analysis the ages of Würm II/III and Würm III stages. The younger sediments consist of postglacial clay with fine gravel.

Photogeological studies indicated in the area of both depressions several fault systems. The W—E system must have been active during the interstadial II/III and the stage Würm II, as well as during the postglacial stage. Less important are three younger fault systems in the directions SW—NE, NW—SE and N—S. Their activity can be assumed to have taken place during the late Holocene age. By the individual faults the river courses have been disturbed and the erosional terraces have been effected.

The general conclusion, to which the evidence leads is this that the Litija and Šmartno depressions subsided intermittently during two different neotectonic phases. In the interstadial Würm II/III and Würm III stage the W—E faults were active. The same faults were active during postglacial ages as well. The movements along the faults SW—NE, NW—SE and N—S took place in the late Holocene. The latter being the youngest is active still now, as its zone is known by seismic activity.

### Interpretation of the neotectonic activity in Slovenia

The neotectonic phenomena followed the strong overthrusting processes at the end of the alpidic orogenesis. In Middle and Upper Miocene age in Slovenia some basins with associated cordilleras came in existence. Between Miocene and Pliocene our territory has been subjected to overthrusting of large scale. In Lower Pliocene age a peneplain was formed. Neotectonic movements started only in Middle Pliocene age in the whole territory of Slovenia; the movements mentioned are still going on.

It is possible to distinguish six fault systems, namely the following:

1. W—E
2. N—S
3. NW—SE
4. SW—NE
5. transcurrent faults
6. ring faults

From the Middle Pliocene age until now these systems comprised several phases of activity; further on they are enumerated from the oldest to the youngest phase. The age of the individual phases is given as far as sufficient data exist. The phases are grouped into two cycles.

Beside the mentioned faults, there exist in some places also local neotectonic overthrusts and imbricate structures of smaller extent. As it is difficult to classify them according to their age and direction, therefore they are discussed separately. The fault systems have been compared by course development and mode of movement with the tectonophysical characteristics of stresses and faults, as described by Russian geologists (G z o v s k i & a l., 1973). In Eastern Slovenia the following types of deformational mechanisms have been definitely ascertained:

1. mechanism of the external compressional forces
  - a) longitudinal flattening with extension along the bend
  - b) longitudinal flattening with extension across the bend
2. vertical longitudinal shearing
3. horizontal longitudinal shearing

### Neotectonic phases

The first cycle started in Middle Pliocene age, after the Lower Pliocene pause and finished at the end of the older Pleistocene. Its peak of activity was between the upper part of Middle Pliocene and Upper Pliocene, manifesting itself in downward and upward movements of individual blocks, and in horizontal displacements as well. In the first cycle 11 phases can be distinguished.

In the 1st phase, in about the beginning of the Middle Pliocene age, the Lower Pliocene peneplain was dissected. The exact age cannot be determined, as only residual faults NW—SE are visible in the east of Ljubljana. The fault system was most probably extended over the whole territory. They were obliterated by later tectonic activity of the same direction and same type during the 5th phase. This 1st phase might be identical with the Eastern Caucasian phase.

In the 2nd phase the N—S fault system developed. Nearby Kočevje and Črnomelj in the resulting troughs sediments of Middle Pliocene age are preserved (A. Budnar-Tregubov, 1961). The faults are mainly vertical. Along them furrows and ridges originated (fig. 4).

The faults of the 3rd phase are rather obliterated by later tectonic activities. The system has a SW—NE direction. Their age is assessed as Middle Pliocene considering their crossing with other systems. Of the same age are the Pliocene basins in Southeastern Slovenia. The faults are vertical to subvertical. The displacements amount to several 100 m (fig. 5).

In the 4th phase the Labot fault was active. Its extensions are the later activated Konjice fault and Donačka gora fault (fig. 6). It is well expressed in the Bouguer gravity map. Most probably it forms, together with the Ljutomer fault, Ormož fault, and Donačka gora fault a system of transcurrent faults similar to the fault system of the 7th phase. The displacements along the Labot fault were horizontal and vertical. They were excited by horizontal and longitudinal shearing. The age of activity of the Labot fault seems to be Middle Pliocene, according to the crossing and shifting of one fault by another.

The fault system of the 5th phase is encountered over the whole territory of Eastern Slovenia; its direction is NW—SE. The fault system is composed of two diverging conjugate sets of faults showing horizontal to subhorizontal displacements. The inclinations of the fault zones diverge between 60° to 90°. The faultline indicates longitudinal compression with extension along the bend. The direction of the external forces was NW—SE. By activity of the 5th phase some important faults have been produced (fig. 7): Borovnica fault, Mišji dol fault, Želimje fault, Ortnek fault, Dobropolje fault, Rog fault, Žužemberk fault, Toplice fault, Sava fault, Otočec fault, Impol fault, Bohor fault, and Virštanj

fault. The age of this fault system was assessed by correlation with other systems, as in their region there are no depressions with syngenetic sedimentation. It seems that it was active during the Upper Pliocene.

The activity of the 6th phase is limited to the Sava folds and the region in their north. The southern boundary coincides rather nearly with the boundary between the Outer Dinarids and the Southern Alps. The fault system is of W—E direction. The inclination varies from 20° southwards or northwards up to 90°. There are downthrow and upthrow faults. Some of them diverge in the horizontal and the vertical plane. It seems, that at constant active external forces of longitudinal compression the internal stresses vary. The strongest compression force was from north southwards. It caused lateral compression, therefore downthrow and upthrow faults, and raising and sinking of the blocks. A lesser compression was exerted also by an external force in W—E direction, that caused horizontal divergence. In a smaller extent there occur also some faults, that change the dip of the fault plane. They were caused by longitudinal compression, when two brachyanticlines were formed one beside the other. The downthrow fault, that originated at the crest of the first anticline passes over to the flank of the other anticline, and becomes an upthrow fault due to differently directed stresses. During the transition of the fault from one anticline to the other the inclination of the fault changed and the direction of the displacements as well. The faults of the 6th phase are probably of Upper Pliocene age. The more important faults are (fig. 8): Sevnica fault, Stranje fault, Polšnik fault, Moravče fault, Trbovlje fault, Laško fault, Marija Reka fault, Tuhinjski fault, Presedle fault, and Plešivec fault. A common characteristic of all faults in the Sava folds region is their low inclination towards north or south in their middle parts, whereas they change their inclination to subvertical or vertical in the eastern parts.

In the 7th phase the main part of the important transcurrent faults was working (fig. 6): Smrekovec fault, Šoštanj fault, Donačka Gora fault, Ormož fault, Ljutomer fault. Their characteristic is that they diverge from a common fault and turn simultaneously from their original WNW trend northeastwards. The individual flanks show displacements of the same direction. According to R. W. van Bemmelen (1970) in the faults of this systems the northern flanks were moved towards SE, the southern ones towards NW. The activity of the transcurrent faults caused horizontal longitudinal and vertical longitudinal shearing. Horizontal displacements of several tens of kilometers, and vertical displacements of some hundreds of meters prevail. The faults had to be active for a longer geological period already before the Lower Pliocene age, when the largest displacements occurred. In the latest activity, between the upper part of Middle Pliocene age and the beginning of the Günz Glacial age, between the faults two deep depressions — those of Velenje and Konjice — were formed. The Velenje depression has been very well examined. According to these studies the last activity of the transcurrent fault system was determined. The oldest Pliocene sediments of the Velenje depression contain Middle Pliocene mammals. In the upper beds skeletons of mammals, that lived in the uppermost part of the Upper Pliocene were found (L. Rijavec, 1951). In bore holes there are in clayey beds oscillating transitions of Upper Pliocene tree species (A. Šercelj, 1968). In this way the beginning and the end

of the subsidence restricted to Velenje area is known. The coal seams indicate a stopping of tectonic movements.

In the 8th phase the step-like lifting up of the Gorjanci, Žumberak and Samoborska Gora mountains took place in southeastern Slovenia and neighbouring Croatia. The direction of the fault system is SW—NE (fig. 6). In Žumberak and Gorjanci, where the map of Bouguer gravity shows a rather strong gravity maximum, the faults diverge from their original direction for about 45°. The reason might be in the harder Paleozoic bedrock. Stronger faults are the Sošice fault and the Cerovec fault, of regional importance is the transform Zagreb fault, that runs along the SE slope of Žumberak, along the NW foot of Zagrebačka Gora and continues to Hungary. The neotectonic raising of Gorjanci, Žumberak and Samoborska Gora is ranged into Late Pliocene age. The 8th phase is identical to the Wallachian phase.

The 9th phase is represented by a SW—NE fault system. Weak faults are caused by forethrusts of the stronger 10th phase, whose fault system is of the same direction (Fig. 9). The faults are subvertical to vertical. Some larger neotectonic troughs subsided along them. Pollen analyses of syngenetic sediments from the surroundings of Ljubljana and the Krško Polje (A. Šercelj, 1961, 1963) indicate the fault system activity of Günz-Mindel interglacial. More important faults are the Brezovica—Vič fault, Gornji Grad fault, and the Št. Florjan fault.

The second cycle started in Middle Pleistocene age and is still continuing now. The activity was gradually decreasing; sinking prevails over raising. The faults appear in labile zones, that are stabilizing during all Middle and Upper Pleistocene and Holocene age.

In the 11th, 12th and 13th phase the faults of W—E direction were produced. In the Sava folds and in their north some parts of the faults of the 6th phase were working again (fig. 11). Numerous pollen analyses of the Pleistocene deposits from the trough-faults (A. Šercelj, 1963, 1966, 1967, 1970; A. Budnar-Lipoglavšek, 1944) show, that the 11th phase was active in the Mindel-Riss Interglacial age, the 12th phase in the Riss-Würm Interglacial age, and the 13th phase in the Würm II/II interstadial and in the stadial Würm III. On the Ljubljana Moor the 11th phase began already in the beginning of the Mindel Glacial, and dured, together with the 12th phase without interruption up to the beginning of the Riss-Würm Interglacial. The same faults were working again in the Middle Würm interstadial, thus again earlier than the 13th phase in other depression (figs. 13 and 14). The powerful faults are the Celje fault, Lovrenc fault, Selnica fault, Polskava fault and Orlica fault.

In the 14th phase the faults of the 5th phase were rejuvenated in part. Some trough-faults associated with a new NW—SE fault system come into existence (fig. 11). The 14th phase was, however, of short duration between the end of the Würm III and the beginning of Holocene age.

In the 15th phase some W—E faults of the 11th, 12th and 13th phase (Celje fault, Polskava fault, Selnica fault, Lovrenc fault) were renewed. Into the formed troughs Holocene sediments were deposited (fig. 10).

The 16th phase is of Holocene age as well. During this phase the movements along some faults of the 10th phase of SW—NE direction have taken

place. Small tectonic troughs are associated with the new Krka fault, and Orehovica fault (fig. 9).

The N—S faults of the 17th phase occur in Krško Polje (fig. 12), where a fault block was formed. Otherwhere they can hardly be distinguished from the similar trending faults of the 19th phase. The age of such activity took place in the Late Holocene.

During the 18th phase the activity of the NW—SE faults of the 14th, and the 5th phase in part went over again. In Lower Carniola a karstic polje was developed in connection with depressions. The more important new faults are the Drava fault, Hajdina fault, Konjice fault, Medija fault, Metlika fault (fig. 11).

The 19th phase is the youngest one. The movements along the N—S faults repeat themselves again and again in seismic areas at the present time. More important are the Doblica fault, Ljubljana fault, Lanišče fault, Vojnik fault, Slivnica fault, Maribor fault, Brežice fault, and Sotla fault (fig. 12).

Ring faults represent peculiarities in the neotectonic features of Eastern Slovenia. They occur in two areas in the east of Ljubljana (Fig. 12). Both ring-like structures lie in the direction of older geological structures made of Carboniferous-Permian clastites. The ring faults appear to be produced by the evaporite development in these clastic rocks.

In the Sava folds on several places smaller overthrusts and schuppen are found (fig. 12). They originated during thrusting of the hard Mesozoic basement over the soft Tertiary rocks after the area was already crossed by W—E faults and the erosion followed. The orographically higher Mesozoic beds imbricated due to lateral compression have been driven over the orographically lower Tertiary rocks for some ten, in places some hundred meters. The overthrusting should have taken place after the 16th, 11th, 12th, 13th and 15th phase.

### Conclusions

The tectonical processes during the period from Middle Pliocene age till now can be divided into two cycles. The first cycle began in Middle Pliocene age after the Lower Pliocene peneplainization, and dured till the end of the older Pleistocene age. The peak of activities was between the upper part of Middle Pliocene and Upper Pliocene age (figs. 13 and 14). The second cycle started in Middle Pliocene age and lasts still now. Main manifestations are the vertical downward movements. A gradual decrease of activity is evident. Hereditary tectonic is well expressed in the first cycle, where neotectonic faults follow older structures. The faults of the 2nd cycle are of limited extent and run longitudinally, transverse or diagonally over the old geological structures.

Hereditary tectonic is well expressed also in the synform faults at the flanks of Tertiary synclines or basins. The synform shapes, however, did not originate simultaneously, but through a longer period in several phases.

The individual neotectonic phases followed each other. The only exception is the 7th phase, that activated a transcurrent system of faults (fig. 6). Strong activities of this system occurred between the upper part of the Middle Plio-

cene age and the beginning of the Günz glacial, during the activity of the less powerful 5th, 6th and 8th phase. The latter have fault systems directed similarly as the individual parts of the transcurrent system. This confirms the rule that in a given region originate simultaneously, under identically orientated outward forces, faults or fault system of definite direction.

The duration of the individual neotectonic phases is of interest. During the first cycle they lasted longer than during the second one (fig. 14). Corresponding to the decrease of their intensity also the period of their activity shortened as well. In Pliocene age individual phases together with the intermediate pauses lasted for about one million years, in Pleistocene about 200 000 years. Very short are the Holocene phases. According to some archeological and neotectonic data about the fossil stream courses in Krško Polje can be concluded that from the 2nd century A. C. till now occurred four neotectonic phases. Each lasted about 450 years. The averages of the Holocene phases is about 1700 years. It was now found out, that seismic activities in Slovenia, known from historical sources from the 8th century until now, should be attributed to different neotectonic phases and not to the 19th phase only. The reason for recent earthquakes are not the faults of large scale, but the remnants of labile zones, that have been caused by stronger faults during the peak of their activity between Middle Pliocene and the beginning of Pleistocene age. The labile zones quietened by downward movements during the whole Quaternary age, but this process is not completed yet. Against the seismic activity of regionally important faults speaks the highest seismic intensity in Slovenia that does not exceed 9 CMS, as well as the different periods of activity along individual faults.

The study of neotectonics by means of photogeology, tectonophysics, stratigraphy and seismicity is an important source of data for better knowledge of the geological structure and processes of the territory of Slovenia in the youngest geological ages.

#### Literatura

Bemmelen van, R. W. 1970, Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. *Geologija* 13, Ljubljana.

Budnar-Lipoglavšek, A. 1944, Rastlinski ostanki in mikrostratigrafija mamutovega najdišča v Nevljah. *Prirodoslovna izvestja* 1, 93—188, Ljubljana.

Budnar-Tregubov, A. 1961, Mikropaleobotanička istraživanja uglja iz Kočevja i Kanižarice. *Vesnik Zav. geol. istr.*, 19 A, Beograd.

Buser, S. 1974, Tolmač za list Ribnica, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, Beograd.

Freud, R. 1974, Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics* 21, 93—134, Amsterdam.

Grad, K. 1966, Tolmač za list Kranj, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.

Grad, K. 1969, Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. *Geologija* 12, Ljubljana.

Gzovski, M. V. Grigorijev A. S., Gušenko O. I., Mihailova A. V., Nikolov A. A., Osokina D. N. 1973, Problems of stress, deformations, fractures and deformation mechanisms of the earth's crust. *Tectonophysics* 18, 187—205, Amsterdam.

Hinterlechner-Ravnik, A., Pleničar M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. *Geologija* 10, Ljubljana.

Mioč, P. 1975, Tolmač za list Slovenj Gradec, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, (v tisku), Beograd.

- Nosan, A. 1973, Termalni in mineralni vreli v Sloveniji. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Pleničar, M., Premru U. 1976, Tolmač za list Novo mesto, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.
- Prelogovič, E. 1970, Neotektonska kretanja u području između Orlice, Samoborske gore i Medvednice. *Geol. vjesnik*, Zagreb.
- Rakovec, I. 1954, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geol. kongres na Bledu, Ljubljana 1956.
- Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal, v knjigi *Zgodovina Ljubljane*, Ljubljana.
- Rijavec, L. 1951, Pliocen v Šaleški dolini, diplomsko delo, Univerza v Ljubljani.
- Šercelj, A. 1961, Staropleistocenska vegetacija v Zalogu pri Novem mestu. *Razprave SAZU VI*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1963, Razvoj würmske in holocenske gozdne vegetacije v Sloveniji. *Razprave SAZU VII*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1965, Palcobotanične raziskave in zgodovina Ljubljanskega Barja. *Geologija* 8, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1966, Pelodne analize pleistocenskih in holocenskih sedimentov Ljubljanskega Barja. *Razprave SAZU IX/9*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1967, Razvoj tal južnega dela Ljubljane v luči pelodnih raziskav. *Razprave SAZU X/7*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1968, Pelodna stratigrafija velenjske krovnine — plasti z ostanki mastodontov. *Razprave SAZU XI/10*, Ljubljana.
- Šercelj, A. 1970, Würmska vegetacija in klima v Sloveniji. *Razprave SAZU XII/7*, Ljubljana.
- Šikič, D., Prelogovič, E. 1970, O tektonskim pokretima u Žumberačkoj i Samoborskoj gori. VII. kongres geologa SFRJ, I. knjiga, Zagreb.
- Šikič, K., Basch O., Šimunić A. 1972, Tumač osnovne geološke karte, list Zagreb. Osnovna geol. karta 1 : 100 000 (v tisku), Beograd.
- Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotektonische Forschungen*, Hf. 21, Stuttgart.

## O pirešičkem vulkanizmu On the Volcanism of Pirešica

Miran Iskra

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Med Šoštanjским prelomom in Celjsko kotlino so na površini okrog 10 km<sup>2</sup> razširjene kamenine pirešičkega vulkanizma. Prevladujejo biotitni kremenov keratofir, keratofirska breča in lapilni keratofirski tuf. Podmorske vulkanske erupcije so se pričele v ilirski podstopnji zgornjega aniza; na to kaže foraminifera *Glomospira densa* (Pantič), najdena v erozijskem ostanku apnenca, ki se je sedimentiral v obdobju vulkanskega mirovanja in se je ohranil kot vložek v tufu. Keratofir in tuf vsebujeta na več krajih piritna telesa, ki so v Železnem, Alkah in Socki spremenjena v limonit pomembne količine. Na Zavrhu in v Galiciji so zanimivi pojavi sulfidne rude svinca in cinka. Završka ruda je vezana na apnenec med keratofirskim tufom, v Galiciji pa sta orudena tuf in lava ob prelomu.

The Pirešica volcanic rocks cover an area of ten square kilometers between the Šoštanj fault and Celje depression in the Savinja valley. Biotite-quartz-keratophyre, keratophyre-breccia and lapille tuff prevail upon other volcanic varieties. Volcanic submarine activity started in the Illyric substage of the Upper Anisian. The time of the volcanic events is indicated by the foraminifer *Glomospira densa* (Pantič) determined from an erosional remnant of limestone laid down in the sequence between tuff layers. The keratophyre and associated tuff are pyrite-bearing. In the opencut mines at Železno, Akle and Socka the limonite bodies formed by oxidation of pyrite, have been excavated in former times. Even more interesting are, however, the galena and sphalerite occurrences at Zavrh and Galicija. The sulfide ore of Zavrh is bound to a limestone within the tuff; in Galicija the ore is controlled by tuff and lava occurring alongside a fault.

### Uvod

Pirešički keratofir v Savinjski dolini je eno največjih predorninskih teles v Sloveniji. Obkrožajo ga transgresijski terciarni sedimenti, z izjemo zahodne strani, kjer ga prekrivajo srednjetriadne karbonatne kamenine. Na raznih krajih je predornina bolj ali manj močno impregnirana s piritom, ki se ponekod zgosti v masivna piritna telesa, na površju oksidirana v limonit. Na tej podlagi je bilo v Železnem nekdanje razvito železarstvo.



### Kisle predornine

Na območju Socke, Kjumberka, Hramš, Akel, Železnega, Galicije, Šentjungerte, Resenik vrha in dalje proti Smartnemu v Rožni dolini so odkrite predornine različnih barvnih odtenkov od svetlo sivih, sivkasto zelenih, rjavih, temno zelenih, rdečkasto rjavih in sivih, ki se hitro menjavajo med seboj na kratke razdalje. Prevladujejo rjavi in zeleni različki. Tudi po teksturi se pirešička predornina na površju hitro spreminja od skoraj steklaste prek porfirske z različno izraženimi vtrošniki glinencev do brečaste. Če upoštevamo še sekundarne spremembe, sklepamo, da je heterogenost pirešičke predornine posledica diferenciacije kisle magme.

Po C. Germovšku (1953) gre v Pirešici za tipični kremenov keratofir z delnimi prehodi k predorninam sienitske magme. Predornina pripada alkali-granitni magmi alkalogranitne do natrosienitne skupine natrijeve družine. Erupcije so bile plinske in lavine; na to kaže več vrst keratofirskega tufa ter več različkov predornine in vulkanske breče. Petrografsko pripadajo kamenine biotitnemu kremenovemu keratofirju, redko spremenjenemu porfirju (Hinterlechner-Ravnik, neobjavljeno poročilo). Pri izraziti fluidalni teksturi so zrnca kremenja razpotegnjena. Precej pogostna je perlitna struktura. Felzitna osnova je redka. Če kamenina ne vsebuje vtrošnikov, se težko loči od roženca. V fragmentih tufskih različkov so različne strukture pogosto zabrisane zaradi kalcifikacije, kloritizacije in limonitizacije. Med ohlajevanjem in konsolidaciji lave je nastala avtobreča. Osnova klastičnih kamenin in njihovi fragmenti vsebujejo kockice pirita, obdane z avreolo vlaknastega kalcedona. Posebnost litoklastičnega tufa je rekristalizirana kalcitna osnova. Jedra vrtin kažejo na večkratne podmorske lavine in klastične erupcije. Asociacija split-keratofir je v ladinu Slovenije pogostna; lokalno prevladuje keratofir, na primer v Pirešici. S kameninami spilitno-keratofirske asociacije so navadno združeni roženci in manganovi sedimenti. Domnevajo, da so končne emanacije iz diabaza bogate predvsem s Si, Fe, Mn in morda tudi z Mg. Količina Si je bila velika, da so se kemično ali organogeno lahko izločile debele plasti roženca. Prav tako je obogatitev z železovimi sulfidi verjetno posledica geosinklinalnega juvenilno bazalnega vulkanizma.

Na območju Kjumberka prevladuje keratofirska breča; manj je keratofirske lave in litoklastičnega tufa. V okolici Socke in Pernovega ter na južnem delu zahodnega pobočja grebena Šentjungerte leži litoklastični lapilni keratofirski tuf v neposrednem kontaktu s triadnimi karbonatnimi sedimenti. Med tufom je tudi keratofirska breča in celo izliv keratofirske lave.

### Triadni sedimenti

Ponekod so na pirešičkih predorninah ohranjene različno velike grude temno sivega gostega apnenca. Na površju imajo videz erozijskih ostankov. Z vrtinami na Zavrhu in v Galiciji smo našli tudi vložke apnenca v keratofirskem tufu in lavi. F. Teller (1898) je prišteval ta apnenec k školjkovitemu apnencu anizične stopnje, medtem ko ga je C. Germovšek (1953) uvrstil v zgornji del ladinske stopnje. Primerjal ga je z wettersteinskim apnencem ponikvanske planote s pripombo, da je spodnji del apnenca temnejši. Ladinski apnenec naj bi bil

ostanek prvotne triadne krovne nad predornino. K školjkovitemu apnencu je C. Germovšek prišteval le nekaj manjših krp pri Hramšah.

Da bi pojasnili starost apnenca in s tem obenem določili tudi čas pirešičkega vulkanizma, smo ga mikropaleontološko preiskovali v letih 1967 in 1968. Apnenec nad kmetijo Tomač in na Zavrhu vsebuje nedoločljivo biocenozo dizikladacej, cianofitov, ehinodermov in krinoidov, ki kaže na srednjo triado (S. Pantič, L. Šribar, neobjavljeno poročilo). Jedro keratofirskega tufa iz globine 274 m vrtine Z-10/67 je vsebovalo vložek apnenca (sivi biomikritni, delno dismikritni apnenec, A. Hinterlechner-Ravnik, neobjavljeno poročilo) s foraminifero vrste *Glomospira densa* (Pantič) in nekaj presekov lupinic gastropodov (L. Šribar, neobjavljeno poročilo). Položaj 0,7 m debelega vložka apnenca na sivem laporju, debelem nad 4 m, nakazuje njegovo avtohtonost. Nastal je v daljšem časovnem intervalu med erupcijami. Tanjši vložki apnenca v tej vrtini v globini 183,2 do 284,0 m so nastali podobno. Foraminifera *Glomospira densa* (Pantič) ima zelo majhno vertikalno razsežnost v anizični stopnji. J. Salaj (1969) jo je uvrstil le v zgornji del anizične stopnje — v ilirsko podstopnjo, medtem ko A. Ramovš (1975) uvršča plast temno sivega apnenca s kamenotvorno *Pilamino densa* (Pantič) med temnim dolomitom pri Konjšici v pelsonsko podstopnjo spodnjega aniza. Iz tega sklepamo, da so erozijski ostanki apnenca, ki se je sedimentiral v obdobjih vulkanskega mirovanja, anizične, bržkone zgornjeanizične in spodnjeladinske starosti. V intervalih med posameznimi erupcijami so se odlagale v zgornjem anizu tanke plasti apnenca, medtem ko so v ladinu nastajale različne oblike apnenca med tufom, kot je pokazalo vrтанje na območju Zavrha in Galicije. Za posamezne kontakte apnenca s tufom je karakteristična kalcifikacija. Zato se ponekod apnenec in tuf ob kontaktu ne ločita med seboj. Prehod keratofirskega tufa v apnenec opazujemo na območju velikega razkopa nad rudiščem na Zavrhu in pri nekaterih manjših ostankih apnenca v Galiciji. Tudi v jedrih vrtin so bili takšni prehodi pogostni. Na območju Pernova in na zahodnem pobočju potoka Pirešnica leži neposredno na predorninah svetlo sivi neplastoviti ponekod nekoliko apneni dolomit. Pri Hramšah in Črnovi je razvit dolomit le sporadično kot najnižji člen krovinskih plasti. V dolomitu nismo našli fosilnih ostankov. V podobnem dolomitu pri Polzeli so določili karnijsko algo *Diplopore annulata*, ki kaže na cordevol.

Planoto Studence gradi sivi gosti in v spodnjem delu nekoliko brečasti apnenec. Ponekod leži na zgornjeladinskem dolomitu, ali pa je v neposrednem stiku s pirešičkimi predorninami. Na Pernovem je ohranjen apnenec v erozijskih ostankih. Podobni erozijski ostanki so na območju Hramš in na grebenu Šentjungerte, ki bi jih lahko prišteli ostankom zgornjetriadnih plasti. Po položaju je apnenec zgornjetriadne starosti. V kamnolomu Velike Pirešice so našli v apnencu lupine megalodontnih školjk (K. Ciglar, neobjavljeno poročilo), velike do 10 cm. Na Ponikvanski planoti, ki jo gradi podaljšek apnenca s Studenc, so našli podobne lupine školjk, ki kažejo na zgornjetriadno starost apnenca. U. Premru (1975) je našel na zgornjetriadnih skladih Ponikvanske planote erozijske ostanke jurskega apnenca s keratofirjem in tufom, ki so nastali v eugeosinklinalnem jarku ob podmorskih izbruhih. Starost teh skladov je dokumentiral s foraminiferami vrste *Spirillina jurassica* (Jones) in *Permodiscus sinuosus* (Weynschenk), ki jih je našel v apnencu.

Asociacija mikrofosilov v apnencu pri Studencah in v erozijskih ostankih apnenca na zahodnem pobočju Šentjungerte kaže na razvoj začetnega dela zgornje triade (S. P a n t i ć, neobjavljeno poročilo). Na Pernovem in pri Studencih je del zgornjeladinskega dolomita brečast ob kontaktu z zgornjetriadnim apnencem, kar kaže na erozijsko diskordanco. Hitra menjava debeline zgornjeladinskega dolomita in njegovo izklinjanje govori v prid domnevi o erozijski diskordanci. To še bolj potrjujejo bolj ali manj izražene bazalne tvorbe tudi med zgornjetriadnim apnencem in predornino na zahodnem pobočju Pirešnice. Takih razmer ni videti ob kontaktu ladinskega dolomita s predornino.

### Terciar

Nižje dele pirešičke predornine z erozijskimi ostanki triadnega apnenca prekrivajo terciarni sedimenti.

**Oligocen.** Sivi in temno sivi morski lapor z bogato foraminiferno favno je srednjeoligocenske starosti (rupelij). Na kontaktu s predornino ali triadnimi sedimenti je pod njim ponekod razvit bazalni konglomerat.

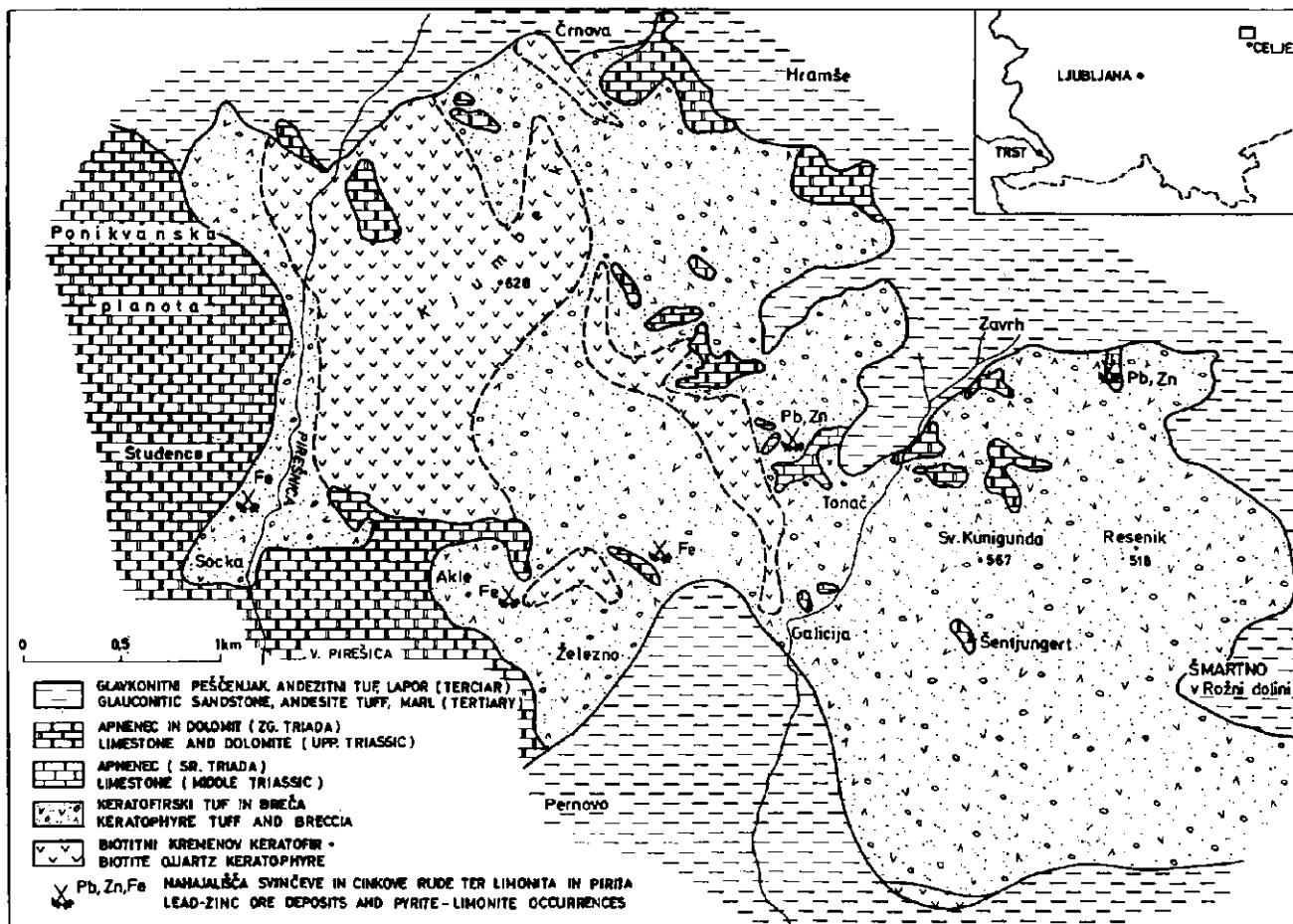
Više vsebuje morski lapor čedalje več pelitskih piroklastitov, nakar preide v tufski lapor in zeleni tuf z brečasto strukturo. Po C. G e r m o v š k u (1953) gre za andezitni tuf, produkt smrekovškega vulkanizma. Njegov začetek je točno determiniran z morskim laporjem, ki je razvit med Črnovo in Zavrhom; andezitni tuf na njem pa je ohranjen med Zavrhom in Rupami.

**Miocen.** Spodnjemiocenski glavkonitni poščenjak (dobrniški tufski peščenjak, C. G e r m o v š e k, 1953) je najmlajši člen terciarnega zaporedja in leži diskordantno na andezitnem tufu ali tufskem laporju. V bližini pirešičke predornine sta ohranjena manjša erozijska ostanka glavkonitnega peščenjaka vzhodno od Zavrha in severno od Resenik vrha. Vezivo glavkonitnega peščenjaka je karbonatno z okrog 40 % kalcita, ki je delno organskega porekla (A. H i n t e r l e c h n e r - R a v n i k, neobjavljeno poročilo).

### Tektonika

Pirešička predornina zajema območje med šoštanjским prelomom in celjsko udorino. Regionalno bi ta prostor še uvrstili k perifernim delom Kamniških Alp. Z vseh strani predornino obdajajo in prekrivajo terciarni sedimenti, z izjemo zahodne strani, kjer leže na njej zgornjetriadni skladi. Ponekod so ohranjeni zgornjetriadni skladi tudi na pirešički predornini kot različno veliki erozijski ostanki. Zaradi takšne geološke zgradbe ni odkrit neposredni stik pirešičke predornine s predvulkanskimi kameninami, kar dokaj otežuje določanje starosti pirešičkega vulkanizma.

F. R o l l e (1857) je menil, da so predornine pri Pirešici starejše od triade, Th. Z o l l i k o f e r (1859) jim je pripisal triadno starost, medtem ko jih je uvrstil D. S t u r (1871) v terciar. F. T e l l e r (1896) je del tufa proti Vojniku štel celo v paleozoik. Šele L. D o l a r - M a n t u a n i (1942) je natančneje določila pirešičko predornino. J. R a k o v e c (1950) jo je postavil v spodnji ladin in jo primerjal z drugimi ladinskimi predorninami v Sloveniji. Nadrobneje je preiskal pirešički keratofir in tuf C. G e r m o v š e k (1953).



Sl. 1. Geološka skica območja Velike Pirešice — Fig. 1. Geological sketch map of the Velika Pirešica area

Pri raziskavah v letih 1966—69 smo na območju Pirešice potrdili ladinski vulkanizem s porfirskimi kameninami, ki ga karakterizirajo plinske in lavine erupcije. Tuf z nakazano presedimentacijo in vložki apnenca, najdeni v pirešički predornini, dokazujejo tudi podmorske erupcije. V intervalih vulkanskega mirovanja so nastali v morju lokalni karbonatni grebeni, ki so jih poznejše plinsko-lavine erupcije prekrile. V zgornjem ladinu je vulkanizem prenehal in se je začela karbonatna sedimentacija; nastal je zrnati nekoliko apneni dolomit.

Z najdbo foraminifere *Glomospira densa* (Pantič) v vložku avtohtonega apnenca med lapilnim keratofirskim tufom moramo začetek pirešičkega vulkanizma prestaviti v ilirsko podstopnjo zgornjega aniza. Doslej veljaven in paleontološko večkrat potrjen koncept o ladinskem vulkanizmu na idrijsko-žirovskem ozemlju in drugod v Sloveniji dopolnjujemo z ugotovitvijo, da se je magmatsko delovanje v alpskem makrociklu na delu slovenskega prostora začelo že proti koncu aniza. Izlivanje magne keratofirske asociacije ob globokih prelomih po poružitvi ravnotežja v geosinklinalnem stadiju se je najbrž usmerjalo na našem prostoru od severovzhoda proti jugozahodu. Vendar je ta sklep za sedaj dokumentiran le z mikropaleontološkim podatkom iz vrtine Z-10/67. V času erozije ob koncu mezozoika so se ob prelomih ohranili ostanki nekdanjega triadnega pokrova. Raziskave na Zavrhu so pokazale, da je bila mlajša terciarna tektonika zelo intenzivna. Našli smo vertikalne premike okrog 150 m. Mlajša terciarna tektonika je posledica labilne cone ob aktiviranem šoštanjškem prelomu.

### Rudni pojavi

Pirešički keratofir in njegovi tufi vsebujejo v nekaterih delih obilico pirita. V procesu regionalne metamorfoze je prišlo v pirešičkih predorninah do psevdohidrotermalnih procesov, ki so povzročili rekrystalizacijo in migracijo pirita tudi v bližino kontakta s karbonatnimi vložki ali s krovinskimi triadnimi karbonatnimi plastmi. Med erozijo je prišlo na površini, predvsem ob kontaktu z apnencem do oksidacije pirita, kar je povzročilo razjedanje apnenca in kopičenje erozijsko oksidacijskih produktov, v glavnem limonita. Takšne limonitne pasove, ki so jih v preteklosti odkopavali, najdemo v Železnem, Aklah in Socki. Ni izključeno, da je del te rude hidrotermalnega nastanka, ker ponekod v piritu sledimo prisotnost svinčevih, cinkovih in arzenovih sulfidov.

Sulfidno rudo s svincem najdemo na območju pirešičke predornine na Zavrhu in v Galiciji. Završka ruda je vezana na apnenec, ki je razvit kot grebenska tvorba med keratofirskim tufom. V Galiciji je ruda v keratofirskem tufu in lavi vezana na prelom. Bližnje golice apnenca so tudi delno orudene.

Po načinu pojavljanja in rudni paragenezi sta rudišči na Zavrhu in v Galiciji epigenetski, subvulkansko hidrotermalni. Za časovno določitev teh pojavov še nimamo zanesljivih podatkov. Bržkone je orudenje nastajalo proti koncu ladina, ker v intervalu odlaganja cordevolskega dolomita in zgornjetriadnega apnenca na tem prostoru ni bilo hidrotermalne dejavnosti.

### Literatura

- Dolar-Mantuani, L. 1942, Triadne magmatske kamenine v Sloveniji. 1. Blejska skupina. Razprave mat. pr. r., SAZU, 2, Ljubljana.  
 Germovšek, C. 1953, Kremenov keratofir pri Veliki Pirešici. Geologija, 1, Ljubljana.

Germovšek, C. 1959, Triadne predornine severozahodne Slovenije. Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčenih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 3—4, Ljubljana.

Mioč, P. 1972, Geološki razvoj magmatizma v vzhodnih Karavankah. VII. Kongres geologa SFRJ, Knjiga II, Zagreb.

Premru, U. 1975, Starost ponikvanskih skladov. Geologija, 18, Ljubljana.

Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. Geografski vestnik, Ljubljana.

Ramovš, A. 1975, Kamenotvorna *Glomospira densa* (Pantič) v aniziju pri Konjšici. Geologija 18, Ljubljana.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in Unter-Steiermark. Jb. k. k. g. R. A., 8, Wien.

Salaj, J. 1969, Essai de zonations dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. Geologicke Práce, Spravy 48.

Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark, Graz.

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

Zollikofer, Th. 1859, Die Geologischen Verhältnisse von Unter-Steiermark. Gegend südlich der Sann und Wolska. Jb. geol. R. A. 10, Wien.

## Heavy Metals Distribution in the Sediment of the Sava Basin in Slovenia

Preliminary investigations 1975—76

Težke kovine v rečni usedlini Save in njenih pritokov

*Janez Stern*

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

*Ulrich Förstner*

Laboratorium für Sedimentforschung, Universität Heidelberg

Im Neuenheimer Feld, 6900 Heidelberg F. R. G.

The sediment samples taken from the Sava and Voglajna river beds in Slovenia proved to be rather abundant in heavy metals. The preliminary investigations indicated a high grade water pollution originating from different industries concentrated in both these river basins. The river-head of Sava is considered to be unpolluted, while the zinc and lead contents of the sediment samples taken from the reservoir of the Moste Water Power Plant increase up to fifty times, and those of cadmium and mercury nearly twenty times. Another pollution centre is constituted by the Celje industrial district. In the Voglajna sediment chromium and zinc were enriched by a factor of more than 100, copper, lead, and cadmium, however, by a factor of 25—50 compared with the geochemical background.

Kemična analiza je pokazala, da so usedlinski vzorci iz savske in voglajnske struge precej bogati s težkimi kovinami. Po rezultatih preliminarne raziskave gre za visoko stopnjo onesnaževanja vode, ki jo povzročajo industrijske odplake. Napram vrednostim v izvirnem toku Save, ki velja za čistega, se količini cinka v vzorcih usedlin, vzetih v zbiralnem jezeru hidroelektrarne Moste, povečata petdesetkrat, količini kadmija in živega srebra pa približno dvajsetkrat. Še bolj je onesnažena struga Voglajne na celjskem industrijskem območju: vsebnosti kroma in cinka so v njenih usedlinah več kot stokrat večje od naravnega geokemičnega ozadja, količine bakra, svinca in kadmija pa 25 do 50-krat.

Sedimentproben aus den Flüssen Save und Voglajna in Slowenien enthalten stellenweise sehr hohe Schwermetallanteile. Vorläufige Untersuchungen aus dem Zeitraum 1975—1976 deuten darauf hin, daß eine nachhaltige Wasserverschmutzung von Industriebetrieben ausgeht, die in diesen beiden Flußgebieten konzentriert sind. Verglichen mit den

Metallgehalten in Sedimentproben aus dem Save-Oberlauf, der als unver-  
schmutzt anzusehen ist, zeigen die Ablagerungen aus dem Stausee des  
Wasserkraftwerkes von Moste 50-fach höhere Blei- und Zinkanteile sowie  
nahezu 20-fache größere Cadmium- und Quecksilberwerte. Ein zweites  
Verschmutzungszentrum bildet der Industrie-Komplex von Celje; Sedi-  
mente der Voglajna sind um den Faktor 100 und mehr an Chrom, Zink,  
sowie um Faktoren zwischen 25 und 50 an Kupfer, Blei und Cadmium  
gegenüber dem geochemischen »Background« angereichert.

### Contents

1. Introduction . . . . .	260
2. Aim of the study . . . . .	261
3. Sampling, Methods, Results . . . . .	262
3.1. Mineral composition . . . . .	262
3.2. Metal contents of the sediment . . . . .	262
3.3. Water Investigations . . . . .	263
4. Interpretation of data from the pelitic sediment . . . . .	263
4.1. Moste Dam . . . . .	264
4.2. Zbilje Artificial Lake . . . . .	270
4.3. Sava and tributaries . . . . .	270
5. Conclusions . . . . .	272
6. References . . . . .	273

## 1. Introduction

The development of modern technology and the associated rapid growth in population of industrial districts have had serious consequences for our rivers and lakes, both as a result of increased removal of water to meet process and drinking water requirements, and because of the growing frequency of pollutants in waste water. During the past decades, the degree of pollution, especially in the industrial centres, has increased exponentially to such an extent that it now poses a threat to drinking water quality and aquatic life.

Among the many kinds of pollutants which reach the water from industrial waste, domestic sewage and agricultural runoff, perhaps the most important are the heavy metals. Spectacular accidents in Japan, caused by mercury and cadmium, have sparked general interest in heavy metals as potential hazards for man: 46 fishermen who had eaten fish from the Minimata Bay died from mercury poisoning; villagers in the Jintsu River Basin were stricken with a skeletal disease known as osteomalacia, caused by elevated cadmium content in drinking water, the source of which was a river polluted by waste material from a closed zinc mine. The particular threat of the heavy metals lies in the fact that they in contrast to many organic pollutants, are not decomposed by microbiological activity. On the contrary, heavy metals can be enriched by organisms and the type of bonding can be converted to more poisonous metal-organic complexes, as observed in the transformation of elementary and divalent ionic mercury into methylmercury (J. M. Wood, 1974).

Public reports on the periodical death of fish and the devastation of certain river areas have long shown that some regions in Slovenia are also endangered by the increasing degree of water pollution. During the past few years, several



institutes in Slovenia have been carrying out scientific investigations on problems of water protection. These centred mainly around hydrochemical and biological-limnological studies. In autumn 1974, geological working methods were introduced into water control after evidence showed that the catastrophic pollution of the Sava river, which occurred when the dam of the Water Power Plant HE Moste near Jesenice was emptied for repair, was probably caused by eroded deposits from the reservoir bed (M. Ažnik, F. Megušar & J. Štern, 1976 b). In order to solve this complex problem, the Geološki zavod Ljubljana contacted other scientists in other fields of study. The first results of this cooperation have recently been made available (M. Ažnik, F. Megušar, & J. Štern, 1976 a). In particular, a long-term programme of cooperation in the field of environmental geology in Slovenia has been agreed on between the Geološki zavod Ljubljana and the Laboratorium für Sedimentforschung of the University of Heidelberg, which has been looking into this problem for several years (K. Banat et al., 1972; U. Förstner and G. Müller, 1974). The present study of metal contents in sediment from waters of the Sava basin in Slovenia takes the form of a preliminary investigation which is to be extended and intensified during the coming years.

The research project was supported by Sklad Borisa Kidriča (Raziskovalna skupnost Slovenije) and partially financed by the firms Savske elektrarne — TOZD HE Moste, Železarna Jesenice, and Geološki zavod Ljubljana. Some of the sediment and water analyses were carried out in the Laboratorium für Sedimentforschung of the University of Heidelberg.

We are very grateful to the directors of the above-mentioned companies and Institutes for supporting and assisting in our work. We are especially grateful to Mr. F. Vovčak, Dipl. Ing., Mr. S. Čop, Dipl. Ing., Dr. M. Gabrovšek, J. Špendov, B. Bernard, A. Nosan, Dipl. Ing. and Prof. Dr. G. Müller. We would also like to thank Prof. Dr. P. Rothe for kindly helping to prepare the programme and for his useful contributions to the discussion. Our thanks also go to Miss Susan M. Knapton for helping in the English translation.

## 2. Aim of the study

The variation in trace metal contents of stream sediments can be characterized as a function of potential controlling factors by the following model (E. C. Dahlberg, 1968).

$$T = f(L, H, G, C, V, M, e)$$

in which »T« represents the resulting trace metal concentration, »L« the influences of lithological units, »H« the hydrological effects, »G« the geological features, »C« the cultural (man-made) influences, »V« the type of vegetation cover, »M« the effects of mineralized zones and »e« stands for the error plus effects of additional factors not explicitly defined in the model. In mineral exploration, where the method of stream sediment sampling was at first applied with success, the main problem was to maximize the factor »M«, i. e. to eliminate other effects as far as possible. During the last decade, geochemical research on aquatic sediments has acquired new importance as a tool for the

investigation of the impact of civilization on natural environments. H. Züllig (1956) described the significance of sediments as »a response to the conditions of an aquatic system«; J. S. Webb (1971), U. Förstner and G. Müller (1973), and S. R. Aston et al. (1974) demonstrated that pollution reconnaissance can be carried out in stream sediments in the same way as in the standard practice of mineral exploration. In this present investigation on heavy metal contents in sediment of waters from the Sava basin in Slovenia, an attempt is made to establish the source and extent of metal pollution. The above mentioned investigation area was selected because the Sava river constitutes the most important inland water artery in the whole of Yugoslavia. Later, we will try, by means of more detailed sampling, to fill in any existing gaps and to answer any unanswered questions.

### 3. Sampling, Methods, Results

A total of 36 sediment samples were taken in September 1975 after a long dry spell and correspondingly low water levels from the river area of the Sava (see plate 1). Sampling was concentrated on potential »centres« of pollution. 14 samples were taken from the Sava and the tributaries of the Ljubljana, Kamniška Bistrica and Savinja (into which the Voglajna empties at Celje), 16 samples stem from the HE Moste Dam at Jesenice (MS 1—16), and 6 samples from the Zbiljsko Jezero (Zbilje Artificial Lake) (Z 1—6). A grab sampler was used to collect lake samples from the lake bottom.

In order to reduce the grain size effects as much as possible and compare the different samples, the grain fraction  $< 2 \mu$  was separated, in each case with distilled water in settling tubes. This pelitic fraction was used for the following investigations:

#### 3.1. Mineral composition

The carbonate contents and the clay mineral components were measured in some selected samples. The results of the X-ray and gasometric carbonate analyses and the X-ray clay mineral determination of the pelitic fraction are shown in table 1. The highest carbonate contents were measured in the Sava Dolinka and in the tributary of the Kamniška Bistrica. As will be shown, these high carbonate values have a diluting effect on several trace elements, e. g. iron and cobalt. In the upper Sava, relatively high dolomite contents (calcite : dolomite = 1 : 1) were found. In the last Sava sample (S 8), the ratio of calcite : dolomite is approx. 4 : 1. The individual clay components were assessed from the X-ray diagramme. Illite is common in all samples. Below the inflow of coal effluents, the kaolinite contents increase sharply. Expandable clay minerals (smectite) could only be determined with certainty in the Savinja sample.

#### 3.2. Metal contents of the sediment

For the metal analyses, the separated pelitic fractions were treated with  $\text{HNO}_3/\text{HCl}$  (1 : 3). The elements iron, manganese, zinc, chromium and copper were determined by conventional (flame-) atomic absorption spectroscopy and the elements nickel, cobalt, lead, cadmium, silver and mercury by means of

flameless AAS according to the usual settings used in our Laboratory (U. Förstner + G. Müller, 1974).

Metal data in the sediment are shown in table 2. The order corresponds with the downstream distribution, with the tributary samples being included in each case below the samples from the main river. For the following interpretation, the elements were divided into groups.

### 3.3. Water Investigations

Finally, the data of several water samples were measured. These results can by no means be considered representative; on the one hand, because we are dealing with only one sample, and on the other, because considerably low water levels existed at the time of investigation. These data, however, give an approximate feature of the hydro-chemical conditions in the individual areas of the river basin. The water analyses were carried out according to the usual wetchemical procedures or by means of AAS. The results of the water investigations are summarized in table 3. Remarkable changes can be seen in the main ion contents (data in mg/l) which show an increase in the chloride and magnesium values in the Sava samples situated below the brown coal tributaries. In the case of the trace metals, the water sample from the Voglajna shows distinctly different behaviour from the normal. In the Savinja too, the high cadmium values can remain in solution over long distances. This element, therefore, may represent a particularly serious danger.

### 4. Interpretation of data from the pelitic sediment

The sediment data from the three investigation areas (a) Moste Dam, (b) Zbilje Artificial Lake (c), and other Sava course with tributaries, will be discussed below. First of all, however, it is necessary to consider the problem of which reference value is to be used for comparison with the individual pollution intensities, i. e. the geochemical »background« for the civilizational metal enrichment. In this case, we are relatively fortunate in that 3 sediment samples (Nos. 17, 18, 19) were taken from the uppermost course of the Sava river from a still relatively unpolluted area. These samples can be used as a basis for comparison in our investigations. A comparison of the average values of these three samples with the corresponding metal contents in shales (after K. K. Turekian + K. H. Wedepohl, 1961) is given in table 4. From this it is evident that in some cases, e. g. with lead, mercury, cadmium and silver, the metal contents in the sediment from the mountain Sava river examined here are still considerably higher than the unpolluted standard values. This finding can be attributed to certain contaminating influences since the enrichment of these elements in pollution zones is particularly strong (see below). On the other hand, some of the samples examined here are poor in iron, manganese, nickel and cobalt. This may possibly be explained by lithologic influences, e. g. elevated carbonate contents. Despite these shortcomings in the internal background of the Sava catchment area, we will use the data from samples 17 to 19 in order to characterize the material contents in the individual samples.

Table 1. Mineral composition of the pelitic fraction, Clay minerals estimated according to the X-ray diagramme: ( $< 2 \mu$ ), xxx — very frequent, xx — frequent, x — secondary component, (x) questionable. Quartz contents not given

	Carbonate %			Clay Minerals			
	Total	Calcite	Dolomite	Smectite	Chlorite	Illite	Kaolinite
Sava S 18	62,5	29,5	33,0	(x)	xx	xxx	(x)
Moste Dam	48,5	27,0	21,5	(x)	x	xxx	x
Zbilje Artificial Lake	30,0	19,5	10,5	(x)	xx	xxx	(x)
Sava S 3	26,5	18,0	8,5	(x)	xx	xxx	-
Ljubljana	52,5	37,5	15,0	(x)	xx	xxx	x
Sava S 2	31,0	20,5	10,5	(x)	xx	xxx	-
Kamniška Bistrica	78,0	70,0	8,0	-	x	xxx	-
Sava S 6	24,5	20,5	4,0	(x)	x	xx	xxx
Savinja	13,0	13,0	-	x	x	xx	x
Sava S 8	27,0	22,0	5,0	(x)	x	xx	xxx

#### 4.1. Moste Dam

Very high contents of zinc and lead were determined in the deposits of the Moste Dam by M. Ažnik, F. Megušar & J. Stern (1976 b). The present investigation of a vertical profile along the dam is mainly aimed at finding the source of the strong metal pollution, as well as answering the question of whether the contamination originates from domestic sewage from Jesenice or from smelting activities of the Javornik factory. In fig. 1 which gives the data of zinc, lead, cadmium and mercury in the vertical profile, a largely uniform distribution of the generally high enrichments of these metals can be seen in the sediment from the different parts of the dam. Three anomalies — in samples MS15, MS11 and MS7 — are particularly of note. Sample MS15 stems from a small island in the immediate vicinity of the industrial discharge point at Javornik and contains zinc and lead concentrations which are enriched by a factor of 50 or more. Cadmium and mercury are enriched twenty times, in each case compared with the corresponding contents in the Sava sediment above Jesenice.

Even before this large-scale pollution, however, which was probably caused by industrial wastes, the contents in the Sava sediment below Jesenice were distinctly enriched compared with the deposits of the uppermost course of the Sava. This increase — copper by a factor of 2 and lead by a factor of almost 3 and zinc by a factor of 3.5 — may be ascribed to the influence of the town of Jesenice and probably originates chiefly from communal effluents.

Table 2. Metal contents in the pelitic sediment of waters in the Sava basin (Fe in %, all other data in parts per million — ppm)

No.		Fe	Mn	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb	Cd	Hg	Ag
S19	Sava-	2.1 %	550	36	17	39	44	102	50	1.3	0.5	0.3
S18	Dolinka	1.8 %	450	30	11	38	41	115	35	1.5	0.6	0.2
S17		2.3 %	600	36	10	35	52	145	56	1.5	1.4	0.5
Moste Dam												
MS	(Depth)											
16	(1 m)	3.1 %	417	50	9	83	104	550	145	2.8	2.3	0.42
15	(0 m)	4.4 %	2205	56	15	81	197	8080	2790	29.4	17.7	3.23
14	(2 m)	3.5 %	896	51	13	58	118	2050	575	7.7	4.4	0.67
13	(6 m)	2.6 %	896	31	14	77	119	1540	435	5.1	3.4	0.77
12	(7 m)	3.6 %	835	33	13	59	128	2000	500	6.5	5.7	0.58
11	(7 m)	3.1 %	872	27	14	55	138	3800	1090	10.9	5.5	1.47
10	(11 m)	2.9 %	1024	26	17	64	92	2050	640	7.7	6.2	0.51
9	(11 m)	3.1 %	896	38	12	51	124	1920	510	5.8	5.0	0.61
8	(9 m)	2.2 %	1200	20	14	30	180	4200	1300	8.0	4.0	0.45
7	(10 m)	3.0 %	1920	51	14	90	156	4350	2180	17.4	4.6	2.23
6	(12 m)	3.4 %	763	44	16	60	77	1850	872	6.3	2.6	0.89
5	(18 m)	3.2 %	800	35	14	50	79	2000	650	6.0	4.0	0.60
4	(20 m)	2.9 %	882	59	12	59	95	2650	735	7.1	6.1	0.38
3	(23 m)	3.1 %	714	40	11	51	80	2850	800	6.3	4.0	0.68
2	(32 m)	3.5 %	900	40	15	65	84	3200	1000	7.5	3.8	0.90
1	(32 m)	2.0 %	700	60	16	70	76	2400	700	8.0	4.5	1.00
Zbilje Art. L.												
Z1	(5 m)	3.4 %	375	35	16	68	72	400	67	1.5	1.9	1.13
Z2	(2 m)	2.7 %	266	39	16	60	75	560	108	2.3	1.6	0.80
Z3	(8 m)	3.5 %	450	46	11	55	70	620	125	2.0	1.2	0.90
Z4	(8 m)	3.4 %	300	38	14	50	56	500	85	1.6	1.1	0.72
Z5	(11 m)	4.0 %	400	48	12	50	54	480	76	1.4	0.9	0.60
Z6	(12 m)	3.0 %	900	52	13	60	61	485	82	1.9	1.9	0.60
Sava S3		3.2	750	95	12	70	120	1700	380	2.7	1.5	1.60
Ljubljana S1		2.1	256	179	14	409	265	1020	290	4.4	2.1	11.30
Sava S2		3.1	366	97	13	610	125	730	120	2.7	1.5	4.70
Kamniška Bistrica S4		0.9	318	48	9	1056	330	1100	85	1.6	31.8	0.50
Sava S5		2.7	475	63	12	1235	145	550	180	2.5	5.2	2.50
Sava S6		1.1	200	65	5	110	45	320	55	1.3	2.5	1.00
Vogljajna S11		17.6	920	113	25	3680	1525	15800	1150	65.8	6.1	2.10
Savinja (S10)		5.0	1050	70	17	1490	420	6000	500	25.0	2.7	2.90
Savinja (S9)		4.1	1220	84	16	1280	335	5000	450	14.4	1.9	1.40
Sava S7		1.2	400	45	7	165	65	1100	65	2.9	4.0	1.20
Sava S8		1.4	350	50	8	165	68	1000	75	3.3	4.2	1.20

Table 3. Results of the water investigations

	pH	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Cd
		mg/l						µg/l					
Sava S3	7.4	10	18	8.5	2.5	15	40	80	30	170	4	2.5	0.5
Ljubljana S1	7.1	42	15	8.2	3.0	31	52	100	190	150	4	3.8	0.6
Sava S2	7.2	15	15	6.4	3.0	21	46	100	110	50	4	2.8	0.1
Kamniška B. S4	7.0	46	15	12.0	2.5	21	52	80	70	70	18	5.9	1.1
Sava S5	6.9	34	16	11.0	4.0	21	50	100	50	40	7	2.6	0.1
Sava S6	7.1	164	19	9.4	5.0	70	50	240	50	630	4	6.5	0.6
Vogeljna S11	6.9	64	48	28.0	6.0	31	130	23,400	1,500	4,100	32	50	8.6
Savinja (S10)	6.7	65	65	13.0	3.0	30	63	400	250	170	6	3.5	2.4
Savinja (S9)	7.1	33	64	14.0	3.0	23	65	440	290	190	5	2.9	0.3
Sava S7	7.1	128	43	12.4	5.0	55	56	140	190	70	4	6.3	0.3
Sava S8	6.9	30	43	7.4	5.0	21	60	1,200	50	50	4	6.6	0.3

**Table 4. Average and maximum values of metals in the clay sediment of the Moste Dam and Zbilje Artificial Lake as well as enrichment factors (compared with clay sediment of the Sava Dolinka)**

	background		Moste Dam				Zbilje	
	S17-S19	Shale	$\beta$	Metal content max.	factor $\beta$	max.	Artificial Lake $\beta$	f( $\beta$ )
Iron	2,0 %	4,7 %	3,9 %	4,4 %	2,0	2,2	3,3 %	1,7
Manganese	530	850	995	2205	1,9	4,1	449	0,8
Nickel	43	68	41	60	1,0	1,4	43	1,0
Cobalt	13	19	14	17	1,1	1,3	14	1,1
Chromium	37	90	63	90	1,7	2,4	57	1,5
Copper	46	45	116	1200	2,5	4,3	65	1,4
Zinc	121	95	2845	8080	23,6	66,9	507	4,2
Lead	47	20	933	2790	19,8	59,4	91	1,9
Cadmium	1,4	0,3	8,9	29,4	6,4	21,0	1,8	1,3
Mercury	0,8	0,4	5,2	17,7	6,3	21,3	1,4	1,7
Silver	0,33	0,11	0,96	3,23	2,9	9,8	0,76	2,3

In the further course of the metal values within the dam, a distribution can be seen which is characterized by relatively high contents in the shallow places (widening of the valley), e. g. samples MS11 and MS7, and by relatively low metal contents in the narrow parts. This is probably representative of varying erosion and sedimentation behaviour whereby, in the shallow areas, the sediment particles originating from industrial effluents are preferentially deposited while in the narrow parts, more Sava suspended load is sedimented. It can also be due to a certain grain size effect whereby — despite separation of the pelitic fraction — a large amount of fine material still occurs in these samples of sediments from the shallower parts of the lake, which also contains relatively elevated metal contents. A grain size effect of this kind is indicated in the lower part of the dam sample MS6 where, according to M. Ažnik, F. Megušar & J. Štern (1976 b), the deposits become progressively finer-grained downstream in the direction of the dam and exhibit continually increasing metal contents (Zn, Pb).

In addition to the median and maximum metal contents in the dam sediment, table 4 also gives the individual enrichment factors. It is evident that on the whole, it is zinc and lead (by a factor of 20 compared with the Sava background) as well as cadmium and mercury (by a factor of 6) which are the most strongly enriched. Copper and silver also exhibit a significant increase. All these metals are distinctly positively correlated (table 5) and originate predominantly from the same source. The enrichment of manganese is probably attributable to sydiagenetic effects: as has since been observed in very many stagnant waters (e. g. U. Tessenow, 1975), manganese in

Fig. 1. Distribution of zinc, lead, cadmium and mercury in the pelitic sediments of the Sava Dolinka, the Moste Dam, and the Zbilje Artificial Lake (Zbilje Dam). (Above: Water depth of the dams. Data in meters).

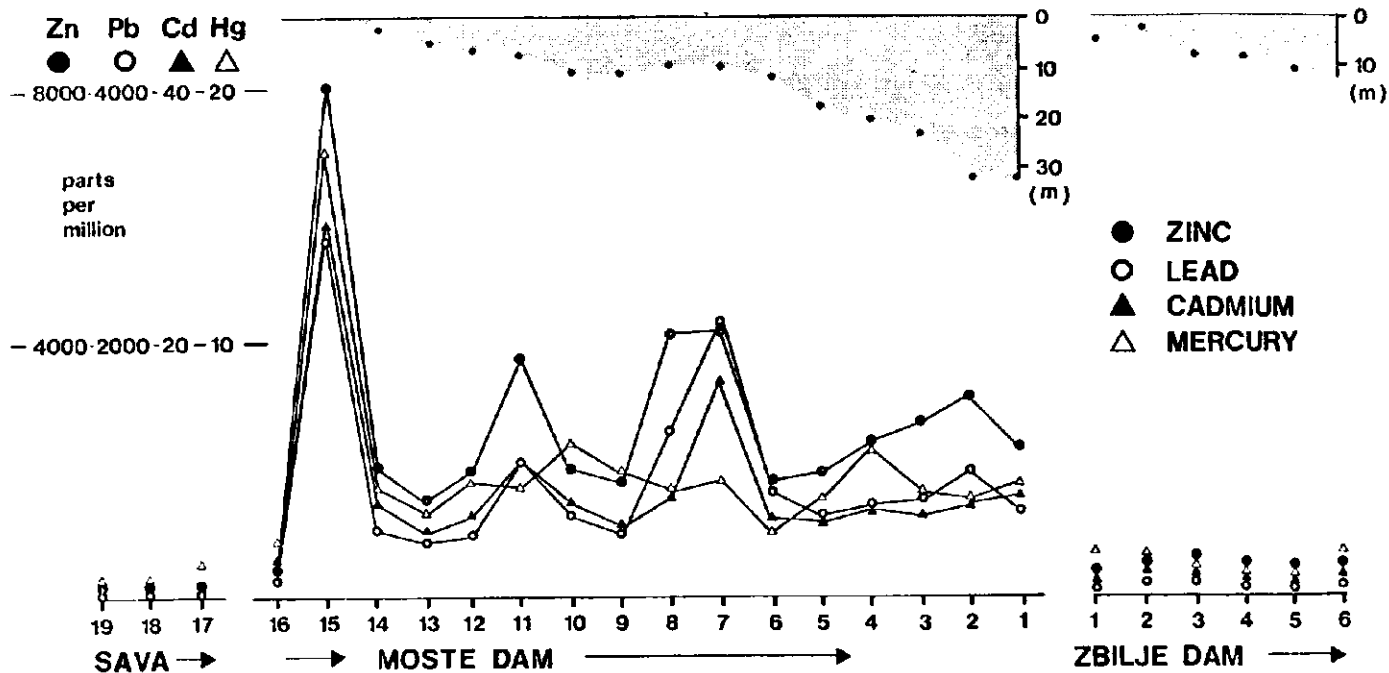




Table 5. Correlation coefficients for the metal contents in the clay sediment of the Moste Dam (Underlined: > 99 % probability).

	Fe	Mn	Zn	Cr	Ni	Cu	Pb	Co	Hg	Cd	Ag
Fe	x	.38	.40	.24	.20	.23	.39	-.11	.58	.51	.49
Mn	.38	x	<u>.87</u>	.34	.17	<u>.76</u>	<u>.94</u>	.34	<u>.74</u>	<u>.93</u>	<u>.86</u>
Zn	.40	<u>.87</u>	x	.12	.15	<u>.72</u>	<u>.95</u>	.30	<u>.83</u>	<u>.94</u>	<u>.85</u>
Cr	.24	.34	.12	x	.54	<u>.08</u>	<u>.28</u>	.03	<u>.24</u>	<u>.39</u>	<u>.53</u>
Ni	.20	.17	.15	.54	x	-.13	.22	-.16	.27	.31	.34
Cu	.23	<u>.76</u>	<u>.72</u>	.08	-.13	x	<u>.69</u>	.04	<u>.60</u>	<u>.69</u>	<u>.61</u>
Pb	.39	<u>.94</u>	<u>.95</u>	.28	.22	<u>.69</u>	x	.34	<u>.73</u>	<u>.95</u>	<u>.91</u>
Co	-.11	.34	.30	.03	-.16	<u>.04</u>	.34	x	<u>.22</u>	<u>.32</u>	<u>.31</u>
Hg	.58	<u>.74</u>	<u>.83</u>	.24	.27	<u>.60</u>	<u>.73</u>	.22	x	<u>.88</u>	<u>.76</u>
Cd	.51	<u>.93</u>	<u>.94</u>	.39	.31	<u>.69</u>	<u>.95</u>	.32	<u>.88</u>	x	<u>.95</u>
Ag	.49	<u>.86</u>	<u>.85</u>	.53	.34	<u>.61</u>	<u>.91</u>	.31	<u>.76</u>	<u>.95</u>	x

Table 6. Metal enrichment factors in sediment of the Sava and its tributaries

	S17-S19	Sava				Tributaries			
		S3	S2	S5	S8	Ljubljana S1	Kamniška Bistrica S4	Voglavna S11	Savinja S9-10
Iron	2.0% = 1	1.6	1.6	1.4	0.7	1.0	0.5	8.8	2.0
Manganese	530 = 1	1.4	0.7	0.9	0.6	0.5	0.6	1.7	2.3
Nickel	43 = 1	2.2	2.3	1.5	1.2	4.2	1.1	2.6	2.0
Cobalt	13 = 1	1.0	1.0	1.0	0.6	1.1	0.7	1.9	1.2
Chromium	37 = 1	2.0	16.5	33.4	4.5	11.0	28.5	100	34.6
Copper	46 = 1	2.6	2.7	3.1	1.5	5.8	7.2	33	7.3
Zinc	121 = 1	14.0	6.1	4.6	8.3	8.4	9.1	130	41.2
Lead	47 = 1	8.0	2.5	3.8	1.6	6.2	1.8	25	9.6
Cadmium	1.4 = 1	1.9	1.9	1.8	2.3	3.1	1.2	47	10.3
Mercury	0.8 = 1	1.9	1.9	6.5	5.2	2.6	39.5	7.6	2.4
Silver	0.33 = 1	4.8	13.8	7.6	3.6	34.2	1.2	6.4	4.2

particular is mobilized under anoxic conditions in the deeper sediment layers, diffused upwards in the sediment column and then re-precipitated — provided there is enough oxygen present — at the sediment/water interface. There is still difference of opinion concerning the question of to what extent this affects the distribution of other metals (cf. D. Reinhard + U. Förstner, 1976).

#### 4.2. Zbilje Artificial Lake

The metal contents in the sediment of the Zbiljsko jezero are much more evenly distributed than in the Moste Dam described above. Only zinc, lead and silver exhibit a characteristic enrichment by a factor of 4 and 2, respectively, compared with the Sava-background (fig. 1 — table 4). This »recovery« of the Sava, as demonstrated by the sediment data, may be due to the introduction of suspended particles which are polluted to a lesser extent; it is also possibly due to the fact that a large amount of the polluted Moste sediment is held back in the water reservoir. A characteristic correlation between water depth and elevated manganese contents can be observed which provides a further indication of the effect described above of a diagenetic redistribution of this metal.

#### 4.3. Sava and tributaries

The development of the metal contents in the sediments of the Sava and its most important tributaries below the Zbilje Artificial Lake is shown in table 6 by the individual enrichment (or derichment) factors. In addition, the sequence of data of zinc, lead, cadmium, copper and chromium is given in fig. 2. Sample S3 which was taken at Črnuče, represents the metal contamination in the *Sava region above Ljubljana* with elevated concentrations of zinc, lead and silver. These originate predominantly from the domestic sources and from small industry. One sediment sample from the *Ljubljanica* (S1), which was taken just before the point where it flows into the Sava, contains, in addition to Fe, Mn and Co, all trace elements in considerably enriched quantities. The composition of the sample represents the large *industrial district from Ljubljana to Vrhnika*, with very high concentrations of silver (possibly from photochemical factories) as well as of zinc, lead, copper and (unusually!) of nickel. The effects on the sediments of the Sava can be traced in Sample S2, several 100 m below the mouth of the Ljubljanica into the Sava. All the metal components which were strongly enriched in the Ljubljanica decrease sharply, with the exception of chromium which is only changed to a relatively small degree. Significant enrichments can be seen in the case of silver, zinc and chromium compared with the Sava background. The sediment sample from the *Kamniška Bistrica* (S4) was taken immediately before the point where it flows into the Sava. It represents the influences of the predominantly *chemical industry of the towns Kamnik to Domžale* on the metal composition. Very strong enrichments of mercury (32 ppm) and chromium were measured, the latter originating from the neighbouring tanning industry. The zinc and copper values are also relatively high. A high Cr content is characteristic of the sample S5 on the right bank of the *Sava below Litija*; this can also be ascribed to the tanning industry. In the sample from *Zalog*, there is a distinct enrich-

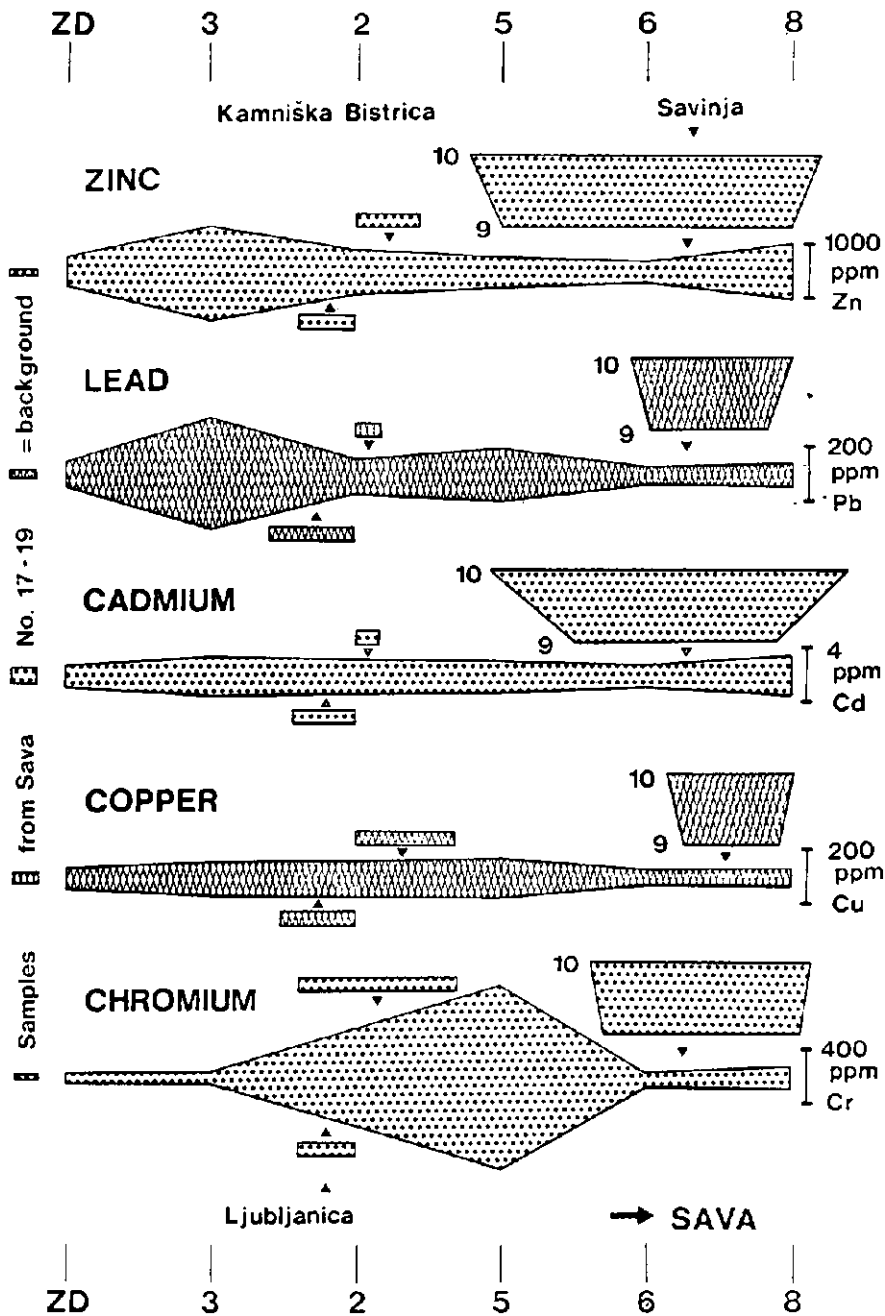


Fig. 2. Distribution of zinc, lead, cadmium, copper, and chromium in the pelitic sediments of the upper Sava and its most important tributaries

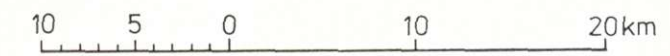
ment of the mercury content. This can probably be explained by the influence of the Kamniška Bistrica. The next sample, also from the Sava about 20 km downstream, stems from the right bank near the new bridge at *Hrastnik*. A strong »pollution« by brown coal components from the processing waters from the coal district of Zagorje—Trbovlje is typical for this section of the river. Instead of the expected enrichment, a characteristic »dilution« of the metal contents takes place, in the case of most metals — even those which are less exposed to pollution influences, such as iron, manganese and cobalt — of 50 to 70 %. Whether this is due to a mobilizing effect of the dispersed coal components on the sediments or due to dilution by lower metal contents in the coal particles, can not be determined here. The influence of an inaccurate separation of the pelitic fraction must also be taken into account since the specific weight of these particles is much less than that of the mineral substances. In the samples taken further downstream below the mouth of the Savinja at *Zidani Most* (S7) and *Radeče* (S8), a mixing of coal-containing sediment of the Sava with the heavily polluted sediment of the Savinja can be seen. Both samples exhibit very similar metal contents; only zinc, chromium, mercury and silver are significantly enriched.

One of the most heavily polluted waters in Slovenia is undoubtedly the *Vogljajna*, which is the recipient of the total effluent from the metal-manufacturing and -processing industries as well as from the chemical industry of Celje. No life has been observed in this little river for several decades. The effluents from the old waste dumps of a zinc-works, from an iron-works near *Štore*, from a  $\text{TiO}_2$ -factory and an enamel pottery factory are assumed to be among the main contributors to the unusually high metal contamination in the *Vogljajna*. A sediment sample (S11) was taken at the *Skalna Klet* site, just before the point where it empties into the Savinja, from the left bank of the industrial stream. Compared with the Sava background, the contents of zinc and chromium are enriched by a factor of 25 to 50. Only the zinc contents in the pelitic fraction reach 1.5 %. The increase of iron is also of note: the red mud contains 17.6 % Fe. Although there is a distinct decrease in the extreme metal contents, metal enrichments can still be observed in the samples from *Laško* (S10) and *Rimske Toplice* (S9) (the latter approx. 20 km below Celje) which are 10 (lead, cadmium) to 40 times (chromium, zinc) higher than the normal values.

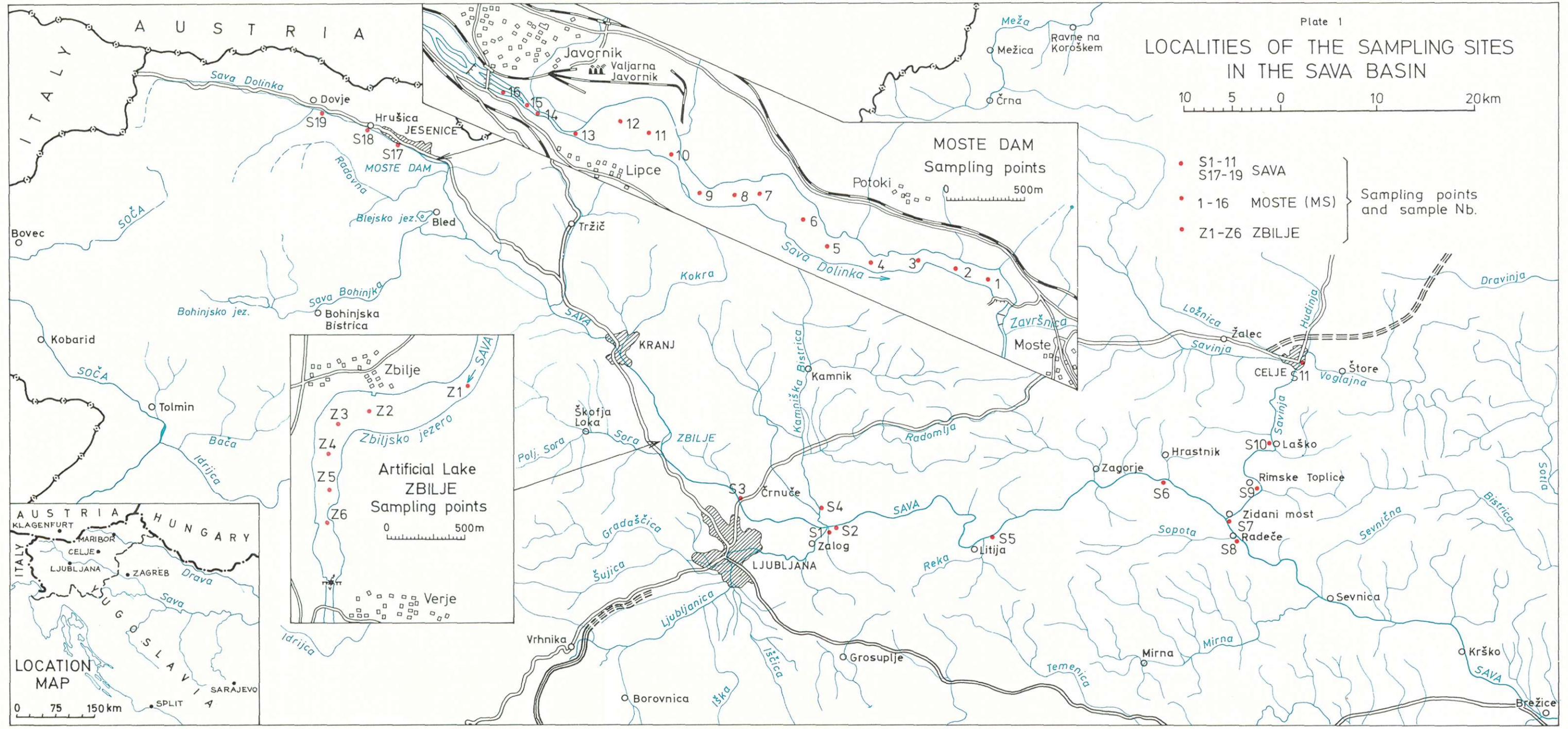
## 5. Conclusions

Three groups of metals can be differentiated according to their mode of occurrence. (a) In the first instance are those which are influenced to a very small extent or not at all by civilizational influences. These include — with the exception of the example of the *Vogljajna* sediment — the heavy metals iron, manganese, nickel and cobalt. In some cases, a decrease of these contents can even be observed, particularly in the case of elevated carbonate contents in the samples. (b) The second group of metals, according to our data, is significantly enriched to a more or less large extent in all samples. Moderate rates of increase can be seen in the case of copper. Lead and cadmium are for the most part strongly enriched and relatively high enrichments can always be

# LOCALITIES OF THE SAMPLING SITES IN THE SAVA BASIN



- S1-11  
S17-19 SAVA
  - 1-16 MOSTE (MS)
  - Z1-Z6 ZBILJE
- } Sampling points and sample Nb.



**MOSTE DAM**  
Sampling points



**Artificial Lake ZBILJE**  
Sampling points



observed in the case of zinc. The evenly elevated contents of zinc may be attributed mainly to the influence of communal effluents (corrosion of the household pipe network). However, the effluents from the metal manufacturing and textile industries can also introduce high zinc concentrations into the water. (c) In the third group, which among other metals includes chromium, mercury, and silver, unusually strong enrichments can be observed in some places, whereas in most samples — particularly in the case of chromium — the concentrations are similar or even below the background level. This indicates the influence of industrial effluents, whereby the elevated chromium contents originate predominantly from the tanning industry.

Very high metal enrichments, particularly of zinc, lead, cadmium and mercury were found in the sediment of the Moste Dam, our primary investigation target. As had been expected, the present investigations were unable to determine to what extent these metals were responsible for the catastrophic biotope poisoning which occurred after the emptying of the Dam in autumn 1974 (and even on earlier occasions). Further investigations, especially on sediment cores and the corresponding pore water solutions would be necessary. Nevertheless, it is assumed that the interstitial water of the dam sediments, when suddenly released, can present a danger for the surface water not only because of its strong oxygen consumption but also due to its high proportion of soluble complexed heavy metals. Moreover, under changed physical-chemical conditions during the emptying of the dam, a release of metals from the sediments must also be expected. In reverse, however, the Moste Dam, if it did not need to be emptied periodically, would form a very effective means of protection against pollutants originating from the industrial region of Jesenice which are discharged into the downstream sections of the Sava river.

### References

- Aston, S. R., Thornton, I., Webb, J. S., Purves, J. B., Milford, N. L. 1974, Stream sediment composition: an aid to water quality assessment. *Water Air Soil Poll.* 3, 321—325.
- Ažnik, M., Megušar, F., Štern, J. 1976 b, Kontaminiranost naravnih sedimentov v koritu Save nad HE Moste pri Žirovnici. *Zbornik Biotehniške fakultete*, Vol. 26, Ljubljana.
- Ažnik M., Megušar, F., Štern, J. 1976 a, Biocidne značilnosti sedimentov v koritu Save nad HE Moste pri Žirovnici; Posvetovanje Odpadki-Surovine 76, Povzetki 1—7, 2—5. February, Ljubljana. (Contribution from the Symposium for waste matter, Summary, Extended printed version).
- Banat, K., Förstner, U., Müller, G. 1972, Schwermetalle in Sedimenten von Donau, Rhein, Ems, Weser und Elbe im Bereich der Bundesrepublik Deutschland. *Naturwiss.* 59, 525—528.
- Dahlberg, E. C. 1968, Application of a selective simulation and sampling technique to the interpretation of stream sediment copper anomalies near South Mountain, Pennsylvania. *Econ. Geol.* 63, 409—417.
- Förstner, U. and Müller, G. 1973, Heavy metal pollution in river sediments: A response to environmental pollution. *Geoforum* 14, 53—61.
- Förstner, U. and Müller, G. 1974, Schwermetalle in Flüssen und Seen als Ausdruck der Umweltverschmutzung. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 225 pp.
- Reinhard, D. and Förstner, U. 1976, Metallanreicherungen in Sedimentkernen aus Stauhaltungen des mittleren Neckars. *N. Jb. Geol. Paläont.* (in press).

Tessenow, U. 1975, Lösungs-, Diffusions- und Sorptionsprozesse in der Oberschicht von Seesedimenten. V. Die Differenzierung der Profundalsedimente eines oligotrophen Bergsees durch Sediment-Wasser-Wechselwirkungen. Arch. Hydrobiol. Suppl. 47, 325—412.

Turekian, K. K., Wedepohl, K. H. 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer. 72, 175—192.

Webb, J. S. 1971, Regional geochemical reconnaissance in medical geography. Geol. Soc. Amer. Manual 123, 31—42.

Wood, J. M. 1974, Biological cycles for toxic elements in the environment. Science 183, 1049—1052.

Züllig, H. 1956, Sediments als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. Schweiz. Z. Hydrologie 18, 7—143.



## Some Remarks about the Geoelectrical Exploration of Buried Bodies\*

### O geoelektričnem raziskovanju pokritih geoloških struktur

*Janez Lapajne*

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

It is well known from laboratory and mathematical model investigations, that the depth range of the resistivity method is comparatively small, as far as the direct location of various buried bodies is concerned. In many cases the geological and hydrogeological field relations are, however, suitable to be found out by an indirect way. Under favourable conditions, some resistivity anomaly is measured that has not been caused by the sought body itself, but chiefly by surrounding and overlying rocks. The »anomalous body«, comprising besides the examined body some major or minor part of its vicinity, might be of substantially larger dimensions than the sought body itself, or could lie shallower, and might cause a measurable anomaly. Streaming potential anomalies, sometimes related with sought bodies, offer another possibility of the indirect investigation method. In the paper some case histories concerning the indirect detection of buried bodies are shortly described.

Iz laboratorijskih in matematičnih modelnih raziskav je dobro znano, da je globinska dosegljivost upornostne metode sorazmerno majhna v primerih, kjer gre za neposredno iskanje skritih teles. Geološke in hidrogeološke razmere pa marsikje dopuščajo posredno določanje. V takšnih razmerah izmerjenih upornostnih anomalij ne povzročajo iskanje telo samo, temveč predvsem njegova okolica. »Anomalno telo«, ki obsega poleg iskanega telesa večji ali manjši del njegove okolice, je lahko znatno večje kot iskanje telo, ali pa leži plitveje in more povzročiti merljivo anomalijo, ki odkrije skrito telo. Anomalije lastnega potenciala, ki jih povzročajo pronicanje vode v razpokani hribini, so ponekod v zvezi z iskanimi telesi in nudijo drug način posrednega ugotavljanja. V prispevku je na kratko opisano nekaj primerov posrednega določanja skritih teles.

---

\* Presented at the Silver Anniversary Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists, The Hague, June 1976.

## Introduction

The depth penetration, i. e. the sensitiveness, of the resistivity method — preferred by explorationists for interpretation, technical and economic reasons — is comparatively small, as far as the direct location of various buried bodies is concerned. For example in the horizontal resistivity profiling using the Wenner array with suitable electrode spacing one only registers approximately a 10% change of apparent resistivity (anomaly) when a ball-like ore body of very low resistivity lies at a depth equal to the ball diameter (R. G. Van Nostrand, 1953). Deeper situated bodies cannot be discerned directly, for the anomaly must be at least two times the error of measurements, being in geoelectrical exploration about 5%. The mentioned 10% change too can hardly be analysed in the field conditions. Even worse results are obtained on the field having a thick low resistivity surface layer (J. Lapajne, 1968).

Here and there the geological and hydrogeological relations are favourable for an indirect reasoning. An underground hollow or a buried bauxite pocket in carst conditions, for instance, are hardly to be met with by drilling or an other direct exploration method.

In karstified regions, however, the water has an important role.

An increased rock moisture and water in fissures, caverns, channels, and caves is usually the cause for the formation of a low resistivity anomalous body. Karstification, in which water is the most important factor, usually creates high resistivity bodies. Streaming potential anomalies, sometimes connected with sought bodies, offer another mode of the indirect detection. Streaming potentials are natural potentials of electrokinetic polarization, caused by water movement through porous and/or fissured media.

In the same manner the pocket-like bauxite deposit could be found indirectly by measuring of geophysical parameters of the overlying layers.

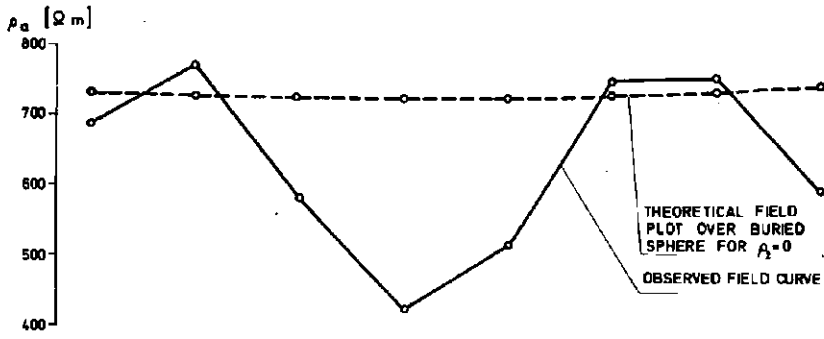
At any exploration work the theoretical limits must first be realized. One can obtain a preliminary information very quickly from already existing master curves. If that is not sufficient, a given problem is solved by laboratory or preferably mathematical modelling. Field measuring of a well-known structure might also be roughly regarded as model examination. The weakness of such a model is that one can neither change at will its parameters nor control efficiently enough various perturbations; and its strenght lies in the circumstance that the serviceability of a given method is tested under natural conditions. By field testing one may realize the possibility of indirect ascertainment.

## Field examples

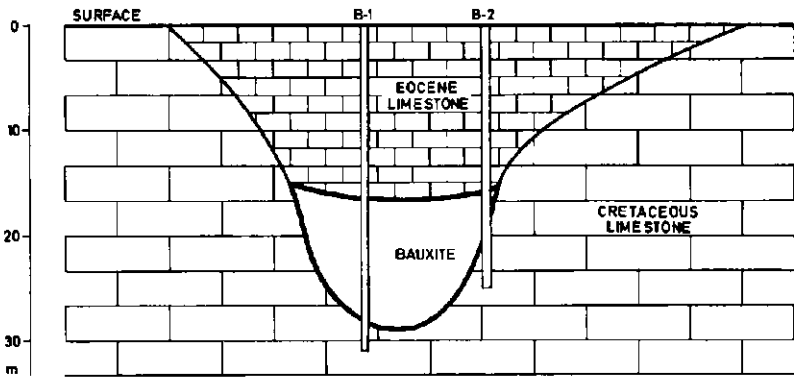
### *Trial Resistivity Survey of Bauxite Deposits in Istria (Yugoslavia)*

In Istria Bauxites occur in pockets in the Cretaceous limestone. Their hanging wall is Eocene limestone (fig. 1 b). The electrical resistivity of the bauxite being considerably lower than that of the limestone, the horizontal resistivity profiling seemed to be the most adequate investigation method. The average resistivities are:

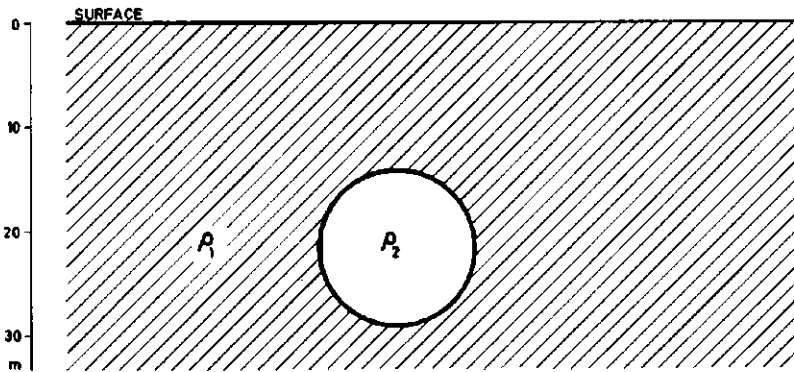
Cretaceous and Eocene limestone . . . . .	1000—3000 Ohm. m
Bauxite . . . . .	100— 300 Ohm. m



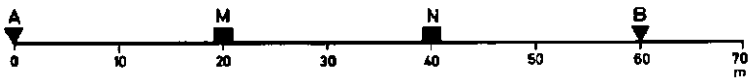
d) RESISTIVITY PROFILES



b) FIELD CROSS SECTION



c) MODEL CROSS SECTION-BURIED SPHERE



d) WENNER ELECTRODE CONFIGURATION

Fig. 1. Comparison of observed resistivity profile over bauxite deposit and theoretical field plot over buried sphere. B-1 and B-2 bore holes (Istria — Yugoslavia)

The survey of already discovered bauxite bodies below remnants of Eocene limestone has proved that under such geological conditions bauxite can generally not be directly proved by resistivity investigations, as the bauxite pockets either are too small or lie too deep. Therefore initial trial examinations were carried out above the beds overlying the bauxite bodies to realize the possibility of indirect ascertainment. Figure 1 a shows, in solid line, one of the observed resistivity curves obtained by Wenner electrode configuration (fig. 1 d). Similar results were obtained by other electrode configurations and on other deposits as well.

Let us try to interpret the observed anomaly with the model presented in figure 1 c, i. e. with a buried sphere. The corresponding theoretical field plot is shown in figure 1 a by dotted line. It is evident that the bauxite body itself causes a change in apparent resistivity less than the average error in measurements. Thus the anomaly could mainly be attributed to the Eocene limestone cover. The thickness of the Eocene limestone over bauxite deposits is usually somewhat greater than elsewhere. However, this could not be the reason of greater changes in the apparent resistivity, as there had not been observed an essential difference between the resistivity of Eocene limestone, provided it is compact and not marly, and the resistivity of the Cretaceous limestone.

One has to find another interpretation. It could be supposed that the presence and the genesis of bauxite bodies is connected with the sedimentation and/or change of the overlying Eocene beds to such an extent, that the average physical properties of the hanging wall are considerably changed. Bending of younger strata, caused by the shrinkage of volume of terra rossa during its diagenetic alteration into bauxite, had resulted in flexuring and finally in circular faulting (fig. 2 b). The overlying beds show characteristic plate-shaped depressions. Eocene beds in those depressions may have an increased moisture content, as the thin marly intercalations in the limestone detain the moisture. Besides the Eocene layers fissured slightly during the bending and settlement processes, the fissures being later filled by low resistivity materials, mainly by clay. Moisture, marl and clay may reduce the resistivity of the Eocene cover above the bauxite ore bodies. Therefore the Eocene cover itself may cause considerable decrease of the apparent resistivity.

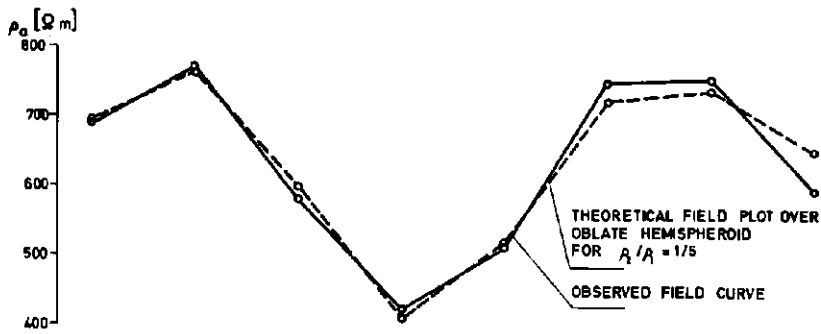
The above suppositions lead to the »filled sink« models. One of the possible models is presented in figure 2 c. The theoretical field plot, shown by dotted line in figure 2 a, fits perfectly the observed field curve.

Further quite successful investigations, based on the above statements, had been carried out (J. Lapajne, 1969 and 1974).

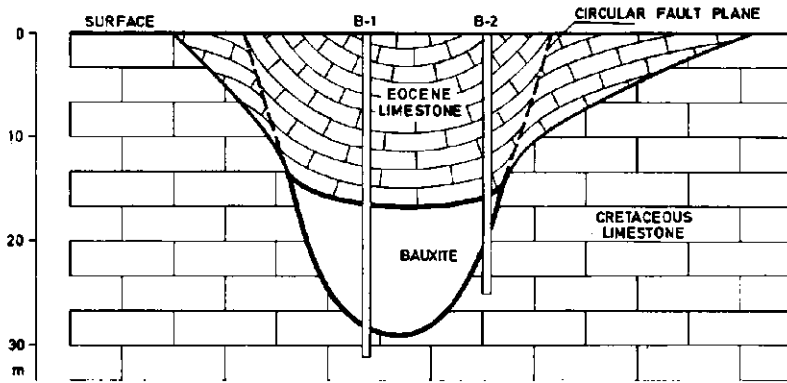
### *Trial Resistivity Survey of the Zeljne Karst Caves*

A system of caves was explored in detail by speleologists in the karst area of Zeljne in Southeastern Slovenia (Yugoslavia). Thus, it was a good example for field model investigations. Figures 3 a and 3 b show a part of those measurements (solid line curve) and the corresponding field cross section.

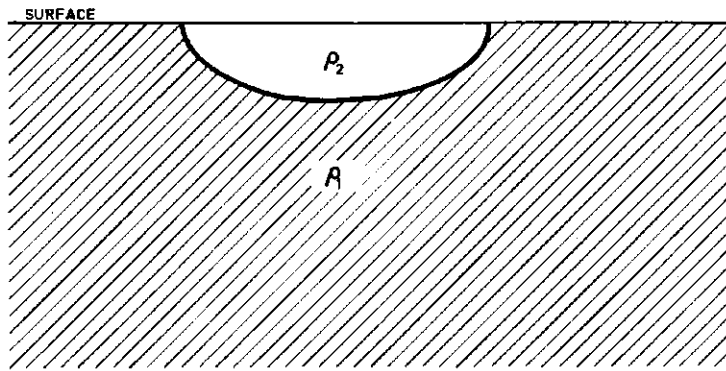
Let us try, like in our first example, to interpret the anomaly with a »direct model« — buried cylinder in this case. The theoretical anomaly (dotted line in



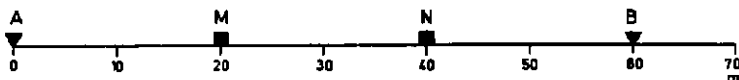
a) RESISTIVITY PROFILES



b) FIELD CROSS SECTION

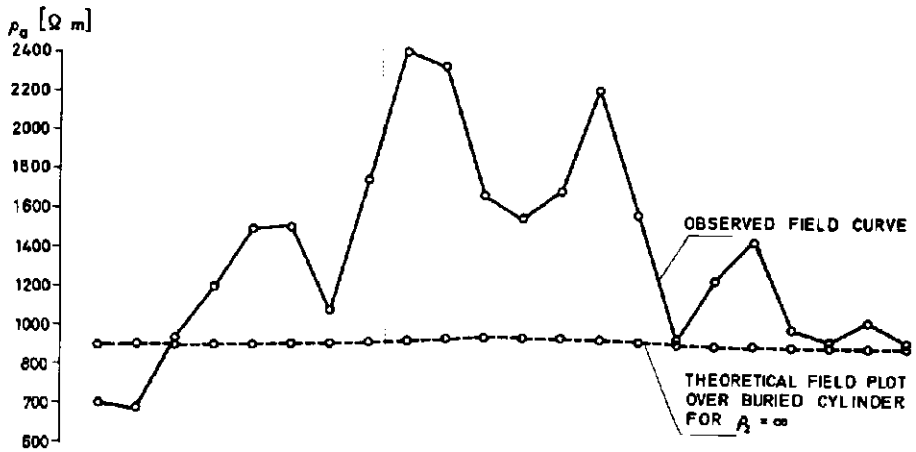


c) MODEL CROSS SECTION - OBLATE HEMISPHEROID  $a/b=2$



d) WENNER ELECTRODE CONFIGURATION

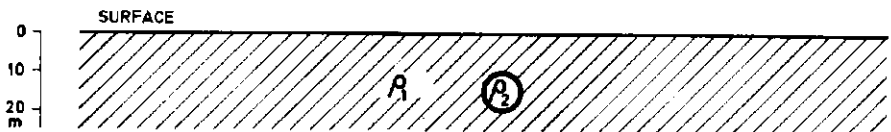
Fig. 2. Comparison of observed resistivity profile over bauxite deposit and theoretical field plot over oblate hemispheroid (Istria — Yugoslavia)



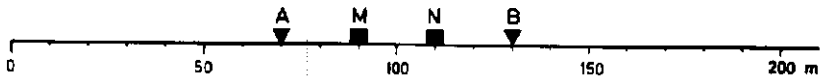
a) RESISTIVITY PROFILES



b) FIELD CROSS SECTION



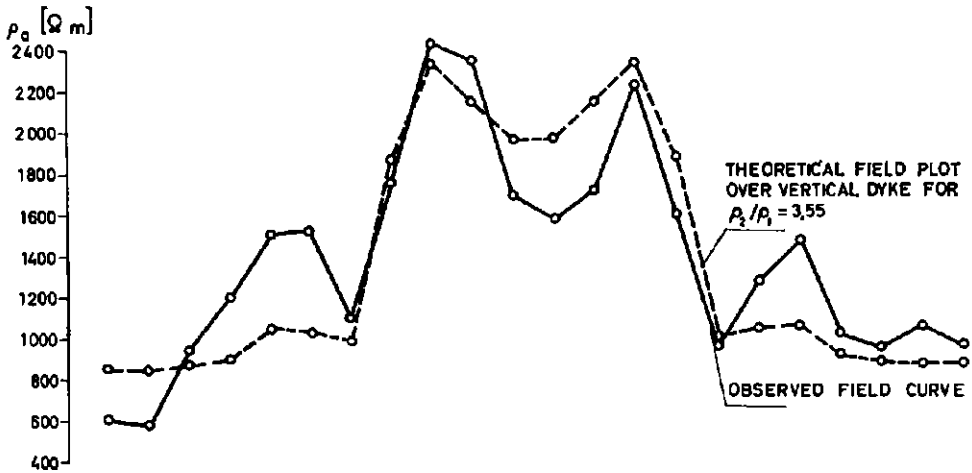
c) MODEL CROSS SECTION - BURIED CYLINDER



d) WENNER ELECTRODE CONFIGURATION

Fig. 3. Comparison of observed resistivity profile over karst cave and theoretical field plot over buried cylinder (Zeljne karst caves in Slovenia — Yugoslavia)

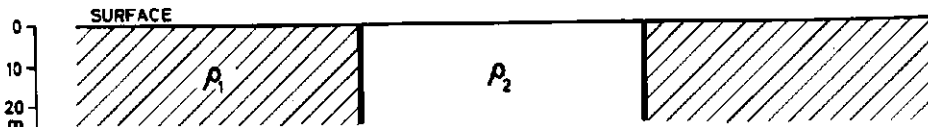
fig 3 a) over a given model with appropriate geometrical parameters shows only a slight change in apparent resistivity. Therefore this model is unsuitable. The simplest model, which suits quite well the observations, is a high resistivity vertical dyke. The model is presented in figure 4 c. The corresponding theoretical field plot is given by dotted line in figure 4 a. The fit is not perfect, yet satisfactory.



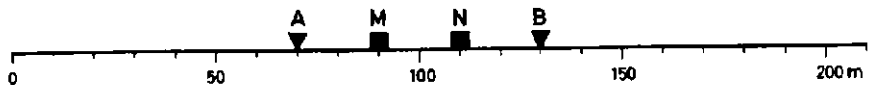
a) RESISTIVITY PROFILES



b) FIELD CROSS SECTION



c) MODEL CROSS SECTION - VERTICAL DYKE



d) WENNER ELECTRODE CONFIGURATION

Fig. 4. Comparison of observed resistivity profile over karst cave and theoretical field plot over vertical dyke (Željne karst caves in Slovenia — Yugoslavia)

The interpretation of this apparently strange model is very simple: the vertical dyke corresponds to an intensely karstified region (fig. 4 b). This karstified region has substantially larger dimensions than the karst cave and, what is even more important, it is an »outcropping anomalous body«. The karst cave may very likely lie in the central part of the »anomalous body«.

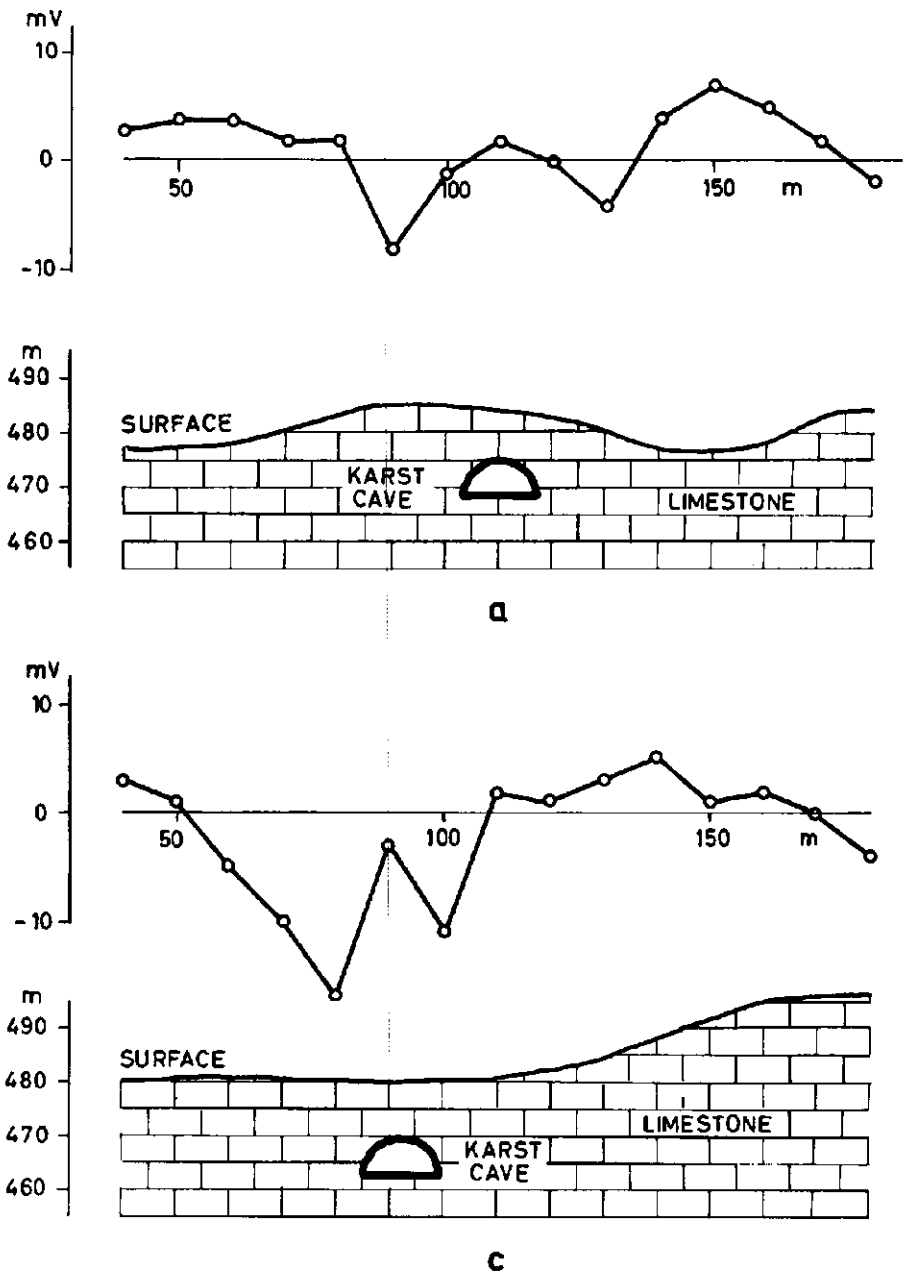
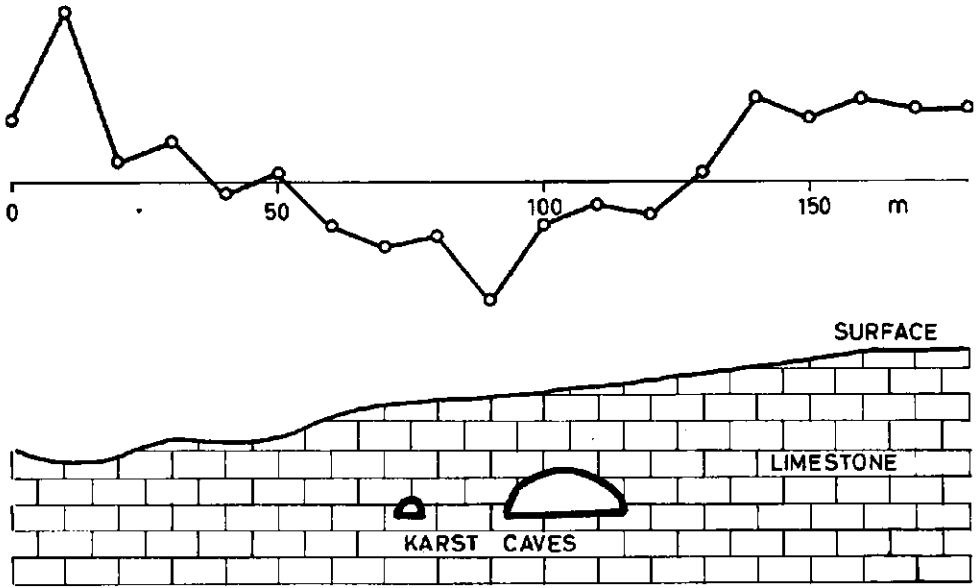
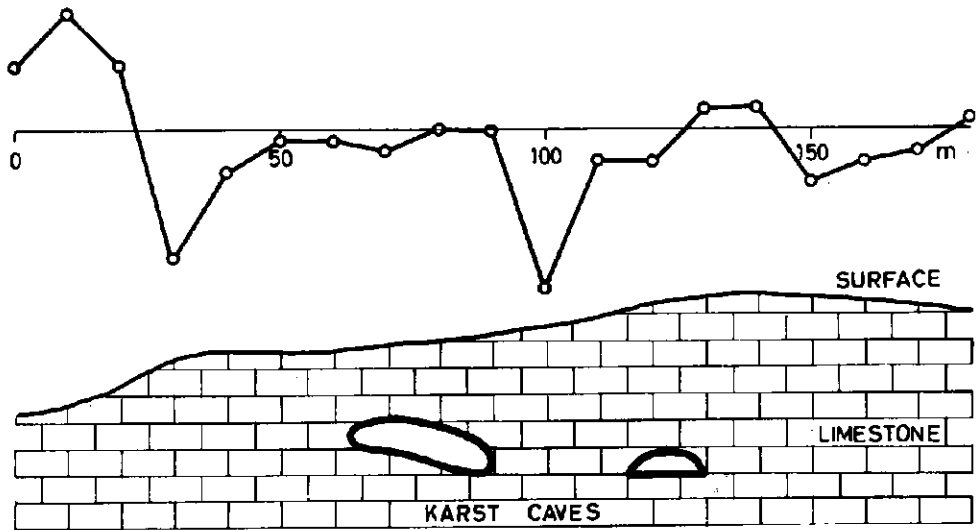


Fig. 5. Observed self potential profiles and the corresponding field cross sections (Željne karst caves in Slovenia — Yugoslavia)





b



d

### *Trial Self Potential Survey of the Željne Karst Caves*

The karst caves area of Željne had been explored also by self potential survey. Some results of those investigations are shown in figure 5. The examples *a* and *c* clearly show that two minima are associated with one karst cave. Thus, the self potential anomaly over karst cave consists of two minima, one on either side of the cave. For a system of two neighbouring karst caves (examples *b* and *d*) the corresponding anomalies are combined into one anomaly with three minima; the central minimum might be considered to be a composition of two minima.

The discussed negative self potential anomalies may be interpreted as streaming potential anomalies, caused by filtration of precipitations through fissured and karstified limestone. The filtration is most intense in the »intensely karstified region«, discussed in the previous section. Therefore one would expect the anomaly to be one minimum over the cave or a broad negative anomaly over the mentioned karstified region. The following possible reasons explain why this is not the case:

— The karst cave considered to be a true drain channel. The flow rate across the overlying rocks is high, but is of short duration, while the percolation rate through the adjacent beds is rather low and of long term.

— The rocks overlying the cave, show a high permeability. As it was established (M. V. Ahmad, 1964) "the streaming potential increases slightly as the permeability decreases", the negative anomaly must be reduced above the cave. In other words, above the cave the average free surface area of fissures is very likely greater than away from the cave, i. e. on both sides. As it was found (V. A. Bogoslovsky and A. A. Ogil'vi, 1972), the absolute values of streaming potentials decrease with the increase of opening of fissures.

Possibly other factors too might contribute to the splitting of the anomaly in two minima.

Summarizing, we may state that self potential survey is an indirect method useful for karst cave investigations, particularly if it is run simultaneously with resistivity survey. The expected self potential anomaly consists of two minima, which confine the region where a cave might occur. The self potential profile in figure 5 *a* is a "school example" of such anomaly.

### **Conclusions**

In the paper some examples are given to illustrate an indirect method available for geoelectrical exploration of buried bodies. In indirect ascertainment the observation of the geological conditions of a particular area is very important. This work starts with the primary reconnaissance. Proper interpretation of trial geophysical survey, which usually has to be done before detailed investigations for economic reasons, reveals additional geological information.

The indirect methods proved to be useful as they make always the possibility of penetrating deeply.

Two other surface geoelectrical methods, not discussed in the paper, enable to increase the direct depth determination in some cases. If the examined body

in an artificially created primary electric field polarizes so powerfully as to create a measurable secondary electric field, the method of induced polarization can be successfully used, measuring either the slow decay of voltage in the ground, or low-frequency variations of earth impedance. Whenever a part of the examined body is accessible, e. g. through an outcrop or a borehole, it is possible to create a relatively powerful electric or electromagnetic field in the explored structure by positioning one current electrode in the enclosed body. Such a measuring process is known as the excitation-at-the-mass method or *mise-a-la-masse* method.

Hence, let us summarize that with geoelectrical methods an increase of the depth determination, i. e. of the sensitiveness, might be expected in three manners:

- with indirect ascertainment,
- with measuring a secondary field, and
- with direct introduction of electric current into the body examined.

### References

- Ahmad, M. U. 1964, A laboratory study of streaming potentials. *Geophys. Prosp.* 12, 49—64.
- Bogoslovsky, V. A., et Ogil'vi, A. A. 1972, The study of streaming potentials on fissured media models. *Geophys. Prosp.* 20, 109—117.
- Cook, K. L. et Gray, R. L. 1961, Theoretical horizontal resistivity profiles over hemispherical sinks. *Geophysics* 26, 342—354.
- Cook, K. L. et van Nostrand, R. G. 1954, Interpretation of resistivity data over filled sinks. *Geophysics* 19, 761—790.
- Hmelevskoj, V. K. 1970, Osnovnoj kurs elektrorazvedki, Chast I — Elektro-razvedka postojannym tokom. Izdatelstvo Moskovskogo Univerziteta, Moscow.
- Kumar, R. 1973, Resistivity type curves over outcropping vertical dyke — I. *Geophys. Prosp.* 21, 560—578.
- Lapajne, J. 1968, Influence of the low resistivity surface layer in geoelectric mining prospecting. *Mining and Metallurgy Quarterly* 3, 271—276, Ljubljana.
- Lapajne, J. 1969, Geoelectrical exploration of bauxite deposits. *Geologija* 12, 153—159, Ljubljana.
- Lapajne, J. 1974, Geophysical exploration in karst. *Acta Carsologica* VI, 397—420, Ljubljana.
- Van Nostrand, R. G. 1953, Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. *Geophysics* 18, 423—433.

UDK 550.837.2:551.495

## **An Attempt of Quantitative Interpretation of Streaming Potentials** **Poskus količinskega vrednotenja strujnih potencialov**

*Janez Lapajne*

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

The paper deals with an approximative quantitative interpretation of the surface self-potential anomalies, related with the underground water movement, so called streaming potential anomalies. From the relation between electrical and mechanical quantities, the dynamical equation of liquid motion, and the Darcy's law, three equations are deduced for an estimation of apparent hydrogeological parameters: apparent velocity, apparent permeability, and apparent gradient of water table. Thus, from the streaming potential anomalies, maps of these quantities could be done. Finally the problems associated with the proposed interpretation method are briefly described.

Avtor obravnava približno količinsko vrednotenje površinskih anomalij lastnega potenciala, ki jih povzročata gibanje podzemeljske vode. Izhajajoč iz znane zveze med električnimi in mehanskimi količinami ter iz Navier-Stokesove enačbe za gibanje tekočin in Darcyjevega zakona je avtor izpeljal tri enačbe za oceno navideznih hidrogeoloških parametrov: navidezne hitrosti, navidezne prepustnosti in navideznega gradienta vodne gladine. Iz karte lastnega potenciala je možno s pomočjo omenjenih enačb izdelati karte parametrov, oziroma njihovih relativnih vrednosti. Za izračun absolutnih vrednosti teh parametrov pa je treba neodvisno oceniti navidezni elektrokinetični parameter. Na koncu so na kratko opisane pomanjkljivosti predložene metode vrednotenja.

### **Introduction**

Natural potential anomalies called »streaming potential anomalies« might offer an efficient guidance for treating underground water flow and for locating underground water outlets and inlets. Theoretical aspects and practical results of this method have been discussed by many scientists and explorers. V. A. Bogoslovsky and A. A. Ogil'vi (1970) have further shown how to use streaming potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs.

In this paper, likewise a quantitative method available for interpretation of streaming potential anomalies is proposed. The aim is, how to deduce some

hydrogeological and hydrological parameters from surface geophysical measurements. It is, however, more or less only an attempt how to interpret such anomalies in a simplified manner. Here a step further is done concerning the idea given in the previous paper (J. Lapajne, 1976), where the method of calculation of average parameters was treated.

### Basic Equations

The method is based on the well known phenomenon of electrokinetic polarization caused by the underground water flow.

Let us take as a basis the Helmholtz's equation of the electrokinetic polarization for the laminar fluid flow through a cylindrical tube

$$\text{grad } V_{sp} = \frac{\varepsilon \varepsilon_0 \rho}{\eta} \zeta \text{ grad } p \quad (1)$$

- where  $V_{sp}$  — streaming potential (electrofiltration potential, filtration potential), i. e. a potential along water flow path,  
 $\zeta$  — electrokinetic potential (called also zeta-potential), i. e. a potential difference through the electrical double layer,  
 $\varepsilon$  — dielectric constant of the liquid,  
 $\varepsilon_0$  — permittivity of free space,  
 $\rho$  — resistivity of the liquid,  
 $\eta$  — viscosity of the liquid,  
 $p$  — pressure in the cylinder.

For ground water movement in natural geological conditions electrokinetic relationships are more complicated. Thus the streaming potentials in porous and/or fissured medium also depend (M. U. Ahmad, 1964; V. A. Bogoslovsky, and A. A. Ogil'vi, 1972) on the granulometric composition, on the permeability of the medium, on the free surface area of pores and/or fissures, on the thickness of firm and loosely bound water films, on the salt content in water and on other factors.

Using the Poiseuille's law, we obtain from (1) the following relation in which all quantities, not important for further treating, are ignored (see for instance A. P. Krajew, 1965):

$$\mathbf{E}_{sp} = \frac{1}{c} \mathbf{v}, \quad (2)$$

- where  $\mathbf{E}_{sp}$  — streaming electric field intensity,  
 $\mathbf{v}$  — flow velocity,  
 $c$  — electrokinetic parameter.

The above equation is valid, as a rule, only for streamline flow. It has been not examined if it could be taken as a rough approximation also for a turbulent flow.

For the stationary movement ( $\partial v / \partial t = 0$ ) of nonviscous incompressible liquid Navier-Stokes equation is

$$d(\mathbf{v} \nabla) \mathbf{v} = d \mathbf{g} - \text{grad } p, \quad (3)$$

where  $d$  — liquid density,  $\mathbf{g}$  — gravitational acceleration.

Using Darcy's law

$$\mathbf{v} = -\frac{k}{d g} \text{grad } (p + d g z) = \frac{k}{d g} (d g - \text{grad } p), \quad (4)$$

where  $k$  — coefficient of permeability, or simply »permeability«,  
 $z$  — vertical coordinate of liquid level, i. e. depth of liquid level,

equation (3) becomes

$$k (\mathbf{v} \nabla) \mathbf{v} = g \mathbf{v}. \quad (5)$$

From (2) and (5), we have

$$k (\mathbf{E}_{sp} \nabla) (c \mathbf{E}_{sp}) = g \mathbf{E}_{sp}. \quad (6)$$

The equation (6) could be rewritten in the form:

$$k c (\mathbf{E}_{sp} \nabla) \mathbf{E}_{sp} = [g - k (\mathbf{E}_{sp} \text{grad } c)] \mathbf{E}_{sp}. \quad (7)$$

It was already pointed out that in natural geological conditions the streaming potential depends on many hydrogeological properties which are far from being unchangeable over the entire exploration field. Thus, the quantity  $\mathbf{v}_{sp}/\mathbf{E}_{sp} = c$  is not constant. But if the changes in  $\mathbf{v}_{sp}/\mathbf{E}_{sp}$  are small compared with changes in  $\mathbf{E}_{sp}$ , the term  $k (\mathbf{E}_{sp} \text{grad } c)$  in (7) is practically very likely small compared with  $g$ . If we neglect it, we get

$$k c (\mathbf{E}_{sp} \nabla) \mathbf{E}_{sp} = g \mathbf{E}_{sp}. \quad (8)$$

With (2), (4) (taking  $p = 0$ ), and (8), we get

$$g \text{grad } z = -c^2 (\mathbf{E}_{sp} \nabla) \mathbf{E}_{sp}. \quad (9)$$

If it is possible to measure streaming potential and to evaluate the coefficient  $c$ , it would be possible to deduce from (2), (8) and (9) important hydrological quantities  $\mathbf{v}$ ,  $k$ , and  $\text{grad } z$  and finally the flow rate.

In ground geoelectrical survey surface potential distribution  $V = V(x, y)$  is measured, and from this  $\mathbf{E} = \mathbf{E}(x, y)$  is deduced. Now, let us suppose the equations (2), (8), and (9) to be, in a very rough approximation, used also for the electric field on the surface. Thus, for the measured quantities these three equations are:

$$\frac{\mathbf{v}_a}{c_a} = -\text{grad } V = \mathbf{E}, \quad (10)$$

$$k_a c_a = \frac{g \mathbf{E}}{(\mathbf{E} \nabla) \mathbf{E}}, \quad (11)$$

$$\frac{(\text{grad } z)_a}{c_a^2} = -\frac{(\mathbf{E} \nabla) \mathbf{E}}{g}, \quad (12)$$

where  $V = V(x, y)$

— self-potential (natural potential) on the surface, we may call it "surface streaming potential" (instead of "surface streaming potential anomaly" the term "streaming potential anomaly" is used),

$\mathbf{E} = \mathbf{E}(x, y)$

— electric field intensity on the surface,

$\mathbf{v}_a = \mathbf{v}_a(x, y)$

— apparent velocity,

$$\begin{aligned}
 c_a &= c_a(x, y) && \text{— apparent electrokinetic parameter,} \\
 k_a &= k_a(x, y) && \text{— apparent permeability,} \\
 (\text{grad } z)_a &= (\text{grad } z)_a(x, y) && \text{— apparent gradient of water level.}
 \end{aligned}$$

The equations (10), (11), and (12) are basic equations of the proposed approximate interpretation method of streaming potential anomalies. Using these equations, maps of  $v/c_a$ ,  $k_a c_a$  and  $(\text{grad } z)_a/c_a^2$  can be done. These maps could be interpreted as images of relative apparent velocities, relative apparent permeabilities and relative apparent gradients, if changes in these quantities are essentially greater than changes in  $c_a$ .

To evaluate the absolute values of the above three apparent quantities,  $c_a$  must be found experimentally. Mise-a-la-masse method might offer a reasonable geophysical field procedure for this purpose. Hydrogeological investigations might also render necessary data for rough estimation of  $c_a$ .

### Conclusions

In the above proposed interpretation method of streaming potentials, some doubtful suppositions, approximations and simplifications are present. We shall not discuss the validity of the relation (2). It must just be emphasized that this equation determines the "minimum roughness" of the interpretation.

Taking the electrokinetic parameter and the apparent electrokinetic parameter as quasi constant values over the entire exploration field could be a risky approximation, but this problem might be put off by dividing the exploration field into smaller regions, where these parameters could be taken as constants.

First uncertain presumption is the adoption of the equation (2) to the surface potential, i. e. the validity of equation (10).

Simplification with apparent quantities is very practical, but these quantities are a questionable idea of real quantities.

The most critical point is very likely the presupposition that certain self-potential anomaly is mainly a streaming potential anomaly.

Nevertheless, with a careful treatment the proposed quantitative interpretation method might find a practical use, while self-potential survey is very simple, fast and extremely cheap.

### References

- Ahmad, M. U. 1964, A laboratory study of streaming potentials. *Geophysical Prospecting* 12, p. 49—64.
- Bogoslovsky, V. A., Ogil'vi, A. A. 1970, Natural potential anomalies as a quantitative index of the rate of seepage from water reservoirs. *Geophysical Prospecting* 17, p. 36—62.
- Bogoslovsky, V. A., Ogil'vi, A. A. 1972, The study of streaming potentials on fissured media models. *Geophysical Prospecting* 20, p. 109—117.
- Krajew, A. P. 1965, *Osnovy geoelektriki*. Izdatelstvo Nedra, Moscva.
- Lapajne, J. 1976, Hydrogeological parameters from streaming potential anomalies. *Papers — 3. SUWT, Ljubljana*.
- Ogil'vi, A. A. 1956, *Geoelektrichesky metody ezoucheny karsta*. Izdatelstvo Moscovscogo Univerziteta, Moscva.
- Ogil'vi, A. A., Ayed, M. A., Bogoslovsky, V. A. 1969, Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophysical Prospecting* 17, p. 36—62.

## Kameninska podlaga Planinskega polja

Danilo Ravnik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Avtor je na novo interpretiral geoelektrične sonde, izmerjene na širšem območju vzdolž idrijskega preloma v letih 1962—68. Sestavil je geoelektrični model, ki obsega štiri upornostne cone. V osrednji visoko-upornostni coni, ki se razteza neposredno ob idrijskem prelomu, leži osem depresij, zakraselih v celoti ali delno. Eno izmed njih predstavlja Planinsko polje. Globine do njegove kameninske podlage kaže karta navideznih specifičnih upornosti. Globine, dobljene z geoelektriko, se ponekod razlikujejo od globin, ki so jih pokazale vrtine. Neskladnost povzroča zakraseli relief mezozojske kameninske podlage pod kvartarnimi naplavinami.

### Uvod

Planinsko polje je bilo geoelektrično kartirano v letih 1955 in 1956. Namen raziskav je bil, določiti globino in oblikovitost njegove kameninske podlage v zvezi s projektom vodne akumulacije. Geofizikalne raziskave naj bi dopolnile geološke, hidrogeološke, speleološke in vrtalne podatke, zbrane v obdobju 1949—1952 (M. Breznik, 1961).

Skoraj v 400 terenskih dnevih je bilo na 10 km<sup>2</sup> veliki površini Planinskega polja izmerjenih 420 plitvih geoelektričnih sond ter kartirano 348 km profilov navidezne specifične upornosti. Skupno je bilo na Planinskem polju 44 000 meritev navidezne specifične upornosti na okoli 36 000 stališčih. V letih 1962 do 1968 pa je bilo na ozemlju med Ljubljanskim barjem in Postojnskim poljem ter med Idrijo in Prezidom izmerjenih na površini prek 2000 km<sup>2</sup> še 34 globokih geoelektričnih sond.

Poskusno je bila pri Lazah uporabljena tudi metoda kartiranja lastnega potenciala in metoda Turam, leta 1965 pa še inducirana polarizacija.

### Geološke in hidrološke razmere

Planinsko polje se razprostira ob idrijskem prelomu v smeri NW—SE (tabla 1). Predstavlja 100 do 200 m globoko depresijo v močno razčlenjenem ozemlju z višinami od 500 do 1000 m. Leži v zgornjetriadnem dolomitu in spodnjekred-



nem apnencu z dolomitnimi vložki, le skrajni jugovzhodni del polja ter delno Babin dol so v spodnjekrednem dolomitu, oziroma v spodnjekrednem apnencu. Po obrobju in prek polja poteka skoraj paralelno več prelomov, ki zunaj tega področja bolj ali manj konvergirajo ali se celo združujejo. Najpomembnejši je idrijski prelom, ki poteka v smeri NW—SE prek sredine polja.

Izrazite kraške oblike kot so ponori, vrtače, koliševke, jame, brezna se pojavljajo v apnencu, vendar je tudi dolomit zakrasel. Značilne so suhe doline, ki prav tako leže v dinarski smeri. Od številnih suhih dolin širšega ozemlja sta s poljem v neposredni zvezi dolini, ki potekata prek Grčarevca in Babinega dola proti severozahodu. Predstavljata ostanke nekdanjih površinskih vodnih poti reke Ljubljanice in njenih pritokov.

Tabla 1 kaže, da je vzdolž idrijskega preloma nanizanih osem depresij, ki so v celoti ali delno zakrasele in se po velikosti zmanjšujejo proti obema koncema profila med Idrijo in Prezidom. To pomeni, da je imel poleg korozije idrijski prelom važno vlogo pri nastanku kraških polj. Premiki ob njem in ob prečnih prelomih od srednjega pliocena dalje so oblikovali geološko zgradbo in morfološko sliko celotnega ozemlja. Po domnevi geologov se je začelo intenzivnejše zakrasevanje konec pliocena. Takrat je namreč prišlo do večjega dviganja in ugrezanja ob prelomih, ki je pogojevalo grudasto zgradbo vsega ozemlja. Vzdolžni višinski profil A—A' (tabla 1) prek omenjenih polj ob idrijskem prelomu kaže na tako strukturo. Planinsko polje leži na najnižjem nivoju tega profila (sl. 1). Prečni profil B—B' pa kaže njegov položaj med 150 m niže ležečim Ljubljanskim barjem in okoli 100 m višjim Postojnskim poljem.

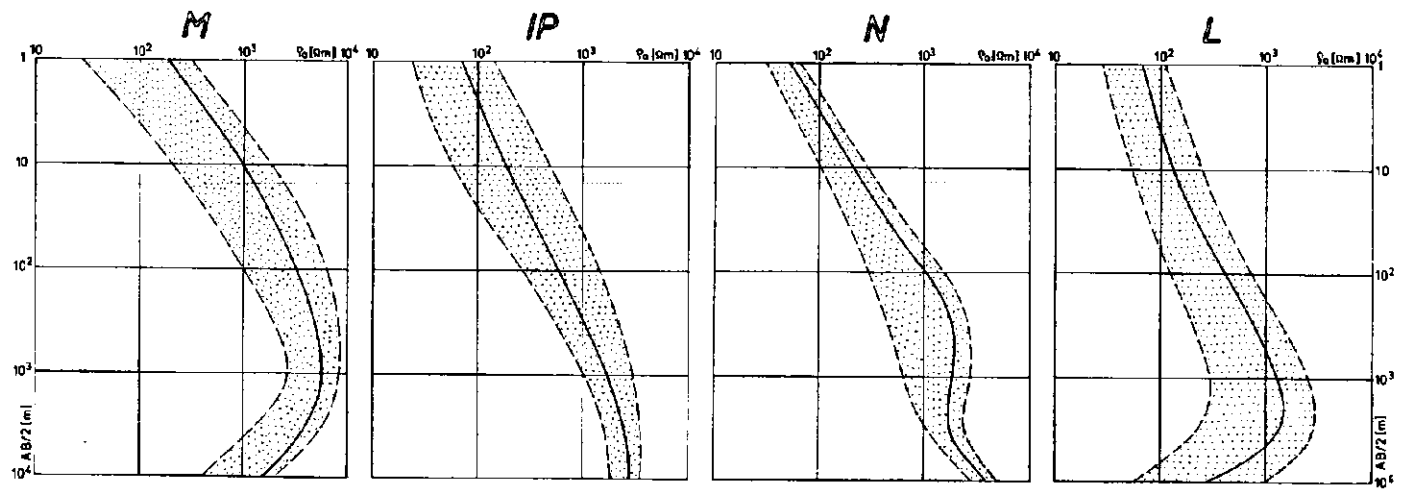
Pri nastanku kraških polj sta imeli pomembno vlogo voda in tektonsko porušena kamenina, bolj izpostavljena mehanski in kemični koroziji ter eroziji. Pri naraščajočem vplivu teh procesov se je na območju karbonatnih kamenin prvotna površinska hidrografska mreža prestavila večidel v podzemeljski svet. Planinsko polje je zato lahko ostanek površinske vodne poti, ki je ugreznjen zaradi korozijskega delovanja vode in tektonske predisponiranosti. Zaradi klimatskih razmer in raznih procesov zakrasevanja, ki so regulirali pritok in odtok podzemeljskih voda na polju, je prišlo do trajnejše ojezeritve in s tem v zvezi do prekrivanja kameninskega površja z glinastimi in peščenimi sedimenti. Zato je postalo nadaljnje zakrasevanje počasnejše, vendar se ni ustavilo, kar kažejo še danes površinska ugrezanja na polju.

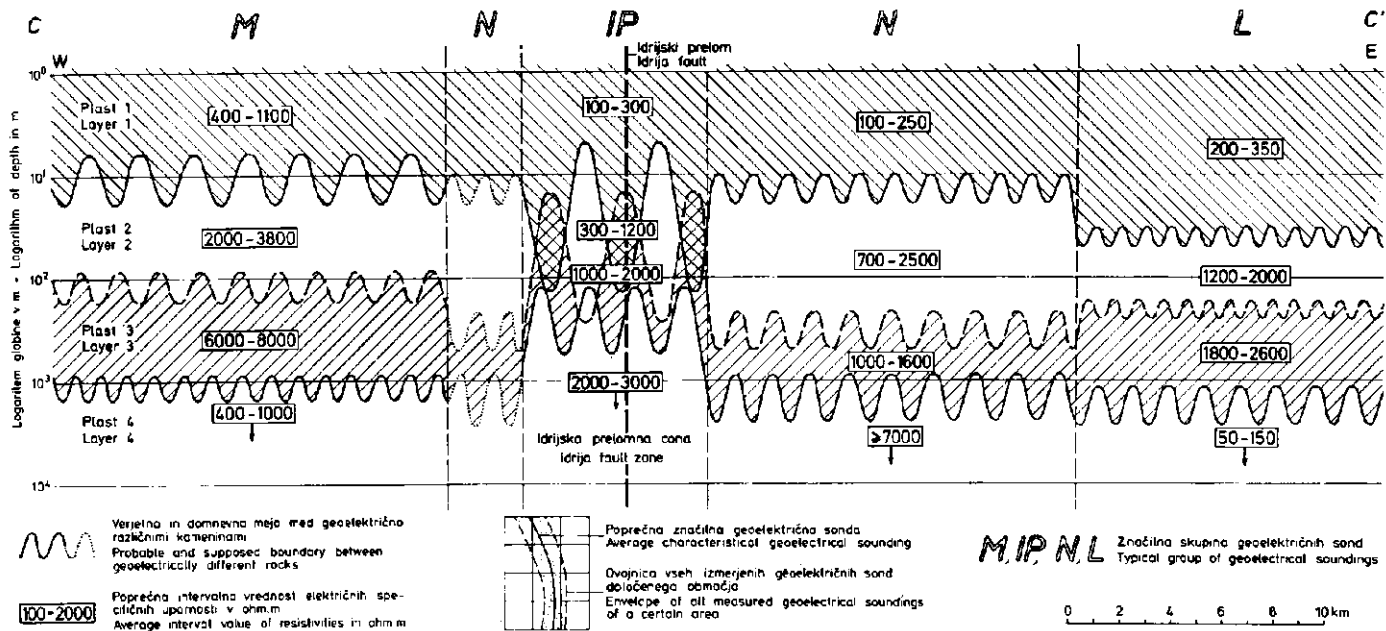
Glavni dotok vode na polju je na njegovem južnem robu, kjer priteče Unica iz Planinske jame. Njen površinski tok je dolg 18 km. Voda odteka v podzemlje skozi 150 požiralnikov, ki zmorejo odvesti okoli 110 m<sup>3</sup>/s. Izoblikovali so se v glavnem na severozahodnem in severnem robu polja. Dotok vode prek leta niha med 1,4 in 130 m<sup>3</sup>/s. Začasno ojezeritev polja pa povzroči že dotok nad 60 m<sup>3</sup>/s. Navadno je poplavljeno Planinsko polje poldrugi mesec na leto. Največje poplave so dosegle celo koto 453 m, torej okoli 7 m nad površjem polja (F. Jenko, 1959).

### Geoelektrična sestava ozemlja ob idrijskem prelomu

Na območju med Ljubljanskim barjem in Postojnskim poljem ter med Idrijo in Prezidom je bilo za študijo regionalnih geoelektričnih razmer upoštevanih 34 globokih geoelektričnih sond. Te sonde so bile izmerjene v letih







Sl. 2. Poenostavljeni geoelektrični profil C-C'. Lokacijo glej na tabli 1

Fig. 2. Simplified geoelectrical section C-C'. For location see plate 1

1962 do 1968 na 33 stališčih s Schlumbergerjevo elektrodno razvrstitvijo in razdaljami 4 do 24 km tokovnega dipola. Sonde so neenakomerno razporejene po raziskanem ozemlju in je na njihovo lokacijo močno vplivala prehodnost terena. Sondiranje navidezne specifične upornosti (NSU) je dalo pri navedenih razdaljah med tokovnimi elektrodami informacije približno do globine 3 km. Detajlnejša interpretacija bi bila prezigodnja. Zanja bi bilo potrebnih več meritev in tudi direktnih podatkov. Možna pa je približna omejitev območij, kjer so bile izmerjene podobne geoelektrične sonde. Po njihovi interpretaciji je bil sestavljen poenostavljeni geoelektrični model.

Glavna značilnost vseh krivulj globokega sondiranja je postopno naraščanje vrednosti NSU s povečevanjem tokovnega dipola AB. Z redkimi izjemami velja to do razdalje AB okoli 4 km. Pri večjih AB pa je opaziti naraščanje, upadanje ali pa stalnost vrednosti NSU. Glede na te značilnosti NSU ter na njihove ocenjene absolutne vrednosti smo razdelili vse eksperimentalne krivulje na štiri skupine. Vsako od njih predstavlja poprečna značilna geoelektrična sonda ter ovojnic, ki omeujeta vse terenske krivulje iste skupine (sl. 2). Bistvo razlik v poenostavljeni obliki kaže sl. 3, kjer smo krivulje reducirali na štiriplastne sisteme kot prvi približek k razmeram v naravi. Področjem, označenim z *IP* in *N*, ustrežata naraščajoča tipa krivulj AA, področjem *M* in *L* pa krivulje sprva naraščajočega in potem padajočega tipa AK. Podobni tipi krivulj območij *M* in *L* se med seboj razlikujejo po absolutnih vrednostih upornosti.

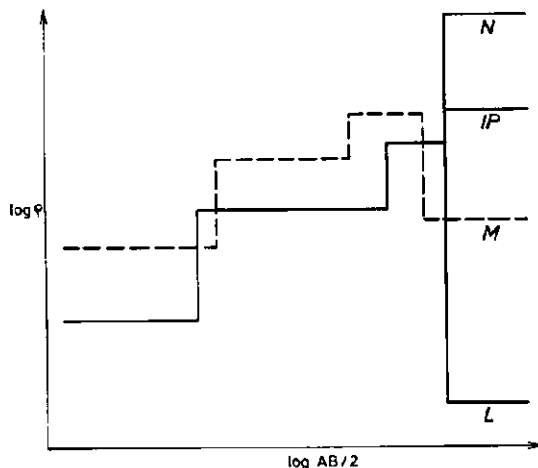
Osnovni pogoji za interpretacijo krivulj temeljijo na horizontalni plastovitosti kamenin in njihovi električni homogenosti. Splošna litološka in geološka zgradba kamenin in modelna zgradba dopuščata take poenostavitve. V resnici je prva interpretacija posameznih geoelektričnih sond pokazala večkrat mnogo bolj komplicirano zgradbo, kjer število električno različnih plasti znaša 6 pa tudi več. Interpretacijo smo izvedli po metodi pomožnih točk in po primerjavi s teoretičnimi krivuljami. Te rezultate pa smo izboljšali iterativno s krivuljami, izračunanimi na računalniku.

Rezultat interpretacije vseh sond po značilnih skupinah kaže poenostavljeni geoelektrični profil C—C' prek Planinskega polja v smeri W—E. Debeline posameznih geoelektričnih skladov smo predstavili z valovitimi črtami, katerih amplituda ustreza intervalu možnih debelin. Uporabili smo logaritmično merilo globin, ker se na ta način bolj približamo možnostim geoelektrične prospekcije. Specifične upornosti so prikazane kot intervalne vrednosti.

Točnost geografske razmejitve posameznih skupin sond ustreza gostoti geoelektričnih sond na terenu. Skupina *IP* je edina, ki je sorazmerno ostro omejena na ožje področje idrijskega preloma med Kalcami in Cerkniskim poljem; ostale skupine pa so določene manj jasno.

V središču profila C—C' leži številčno največja skupina sond *IP*. Električne upornosti so skoraj v vsem profilu precej visoke. Tudi v večjih globinah se bistveno ne razlikujejo kljub dvajset kilometrskim razdaljam med tokovnimi elektrodami. Tem krivuljam podobne so sonde z območja *N* na obeh straneh idrijskega preloma. Podatki izvirajo sicer samo z njegove severovzhodne polovice, medtem ko smo jih za drugo polovico privzeli. Pri majhnih razdaljah AB so te krivulje podobne skupini sond *IP*, pri večjih pa začno upornosti najglobljih plasti močno naraščati.

Območje *M* na zahodni strani idrijskega preloma se razlikuje od območja *IP* in *N* po dvakrat do trikrat višjih upornostih v podlagi. Krivulje z območja *L* so pri majhnih *AB* sicer precej podobne sosednjim z območja *N*, jasno vidne pa so zelo prevodne plasti v podlagi.



Sl. 3. Skica značilnih geoelektričnih sond

Fig. 3. Scheme showing the typical groups of geoelectrical soundings

Litološki ekvivalent geoelektričnih plasti po modelu na sl. 2 je naslednji:

- zelo nizkim upornostim v velikih globinah ustrezajo glinasti klastiti, npr. podlaga na območju *L*
- srednje nizkim upornostim v velikih globinah ustrezajo klastične ali glinasto-karbonatne kamenine, npr. podlaga na območju *M*
- vsem drugim vrednostim upornosti ustrezajo karbonatne kamenine, ki so različno preperete, vlažne ali kavernozne, torej tudi različno zakrasele.

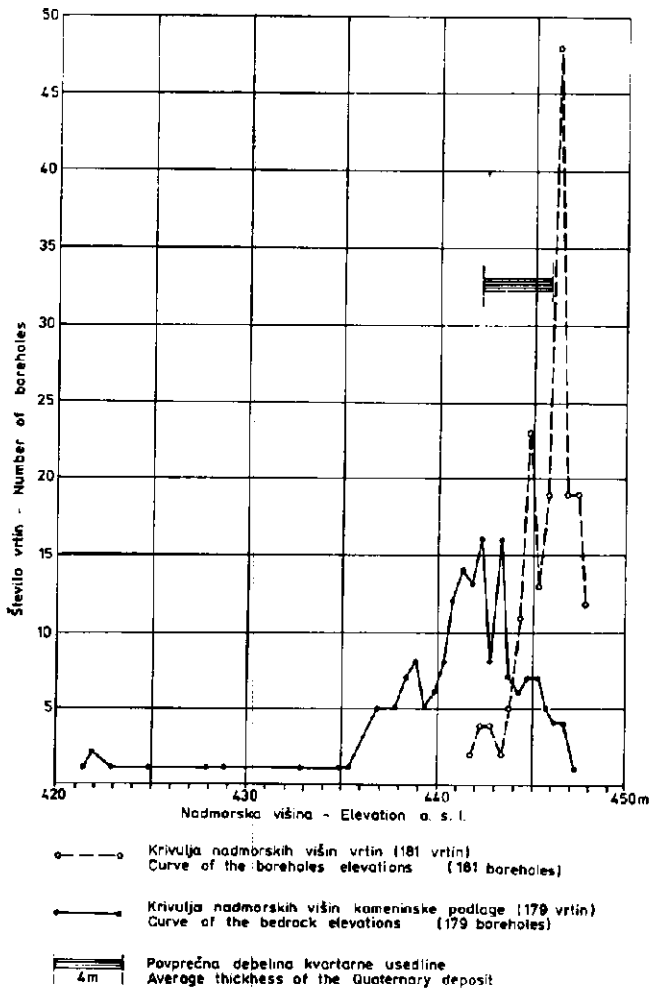
Prvi dve skupini kamenin predstavljata za cirkulacijo podzemeljske vode zaporni ali težko prepustni material. S hidrogeološkega stališča je zlasti pomembna tretja — karbonatna — skupina, ki sestavlja večji del ozemlja. Na modelu obsega zelo veliko območje upornosti od zelo nizkih do zelo visokih vrednosti, ki smo jih razdelili po interpretaciji na štiri intervale. Detajlna interpretacija nam jih dá v mnogih primerih celo več. Vprašanje je, kakšna je prava litološka in vlažnostna sestava karbonatnih kamenin. Dokler jih ne poznamo, nam predstavljajo le fiktivne geoelektrične plasti — rezultat interpretacijske koncepcije. Opisani geoelektrični model je sicer poenostavljen, vendar je uporaben za planiranje prihodnjih raziskav. Bolj jasno sliko bi dobili z gostejšo raziskovalno mrežo.

Po geoloških podatkih prevladujejo na vsem obravnavanem ozemlju dolomitni in apneni skladi, debeli več kilometrov. Izdanki klastičnih in glinastih kamenin se pojavljajo le na zahodnem in severnem obrobju.

### Direktne raziskave dna Planinskega polja

Da bi raziskali sestavo in debelino kvartarnih sedimentov ter kameninsko podlago, so na Planinskem polju leta 1950 pričeli vrtati. Ker je vrtina S-5 dosegla kameninsko podlago šele v globini 24,4 m, medtem ko so druge vrtnine naletele nanjo že pri 4 do 5 m, je bilo to opozorilo, da dno polja le ni tako ravno, kot so domnevali.

V letih 1950 in 1951 so izvrtali 162 ročnih in strojnih vrtnin, v letih 1955 in 1956 pa še 20 vrtnin. Ker so geofiziki sami izvrtali v letu 1955 še nadaljnjih 84 ročnih vrtnin, smo konec leta 1956 imeli na voljo podatke 266 vrtnin. Vendar smo lahko za korelacijo geoelektričnih meritev uporabili le 181 vrtnin. Za ostale pa



Sl. 4. Pogostnostni diagram nadmorskih višin vrtnin in karbonatne podlage v njih  
Fig. 4. Frequency diagram of boreholes and their related carbonate bedrock elevations

je bila lokacija že tedaj neznana ali negotova. Samo po zanesljivejših podatkih je bil konstruiran pogostnostni diagram nadmorskih višin ustja vrtin in karbonatne podlage v njih (sl. 4). Iz tega diagrama se dobro vidi, da je površje polja precej izravnano (razlike  $\pm 2$  m). Bolj valovita pa je njegova kameninska podlaga (razlike  $\pm 5$  m), vendar po podatkih geoelektrike še vedno bolj ravna kot današnje kraško površje okoli polja.

Za preiskavo kameninskega dna polja je bilo na njem ali tik na obrobju izvrtanih 18 vrtin, ki so segale največ 55 m globoko v karbonatno podlago. Črpalni poskusi s temi vrtinami so pokazali, da je kamenina malo prepustna ali sploh neprepustna. Našli pa so tudi zelo prepustne odseke. Razpoke ali kaverne so navadno zapolnjene z glino ali preperino, nekatere pa so tudi delno odprte. Velikost kavern v dnu polja po podatkih vrtanja ne preseže 3 m. Obratno pa so bili na pobočjih polja najdeni tudi večji jamski prostori (celo do 25 m v smeri vrtine), vendar pa te kaverne leže više od dna polja. Hidrogeološka študija je pokazala, da pretakanja vode v dnu polja ni in da predstavlja Planinsko polje lokalno erozijsko bazo (M. Breznik, 1961).

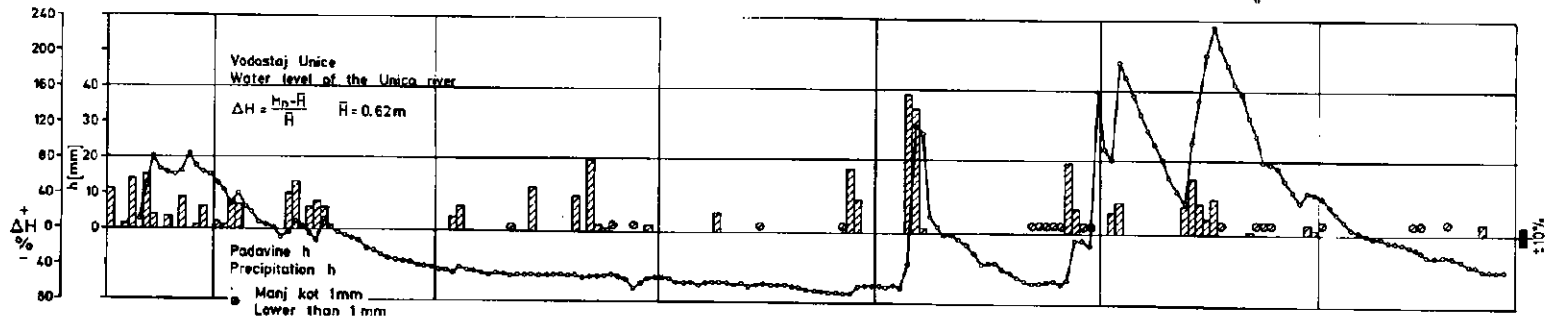
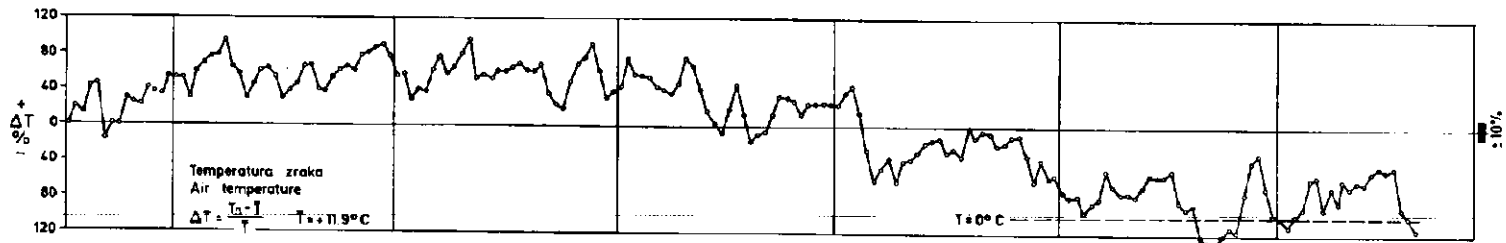
### Metoda geoelektrične raziskave

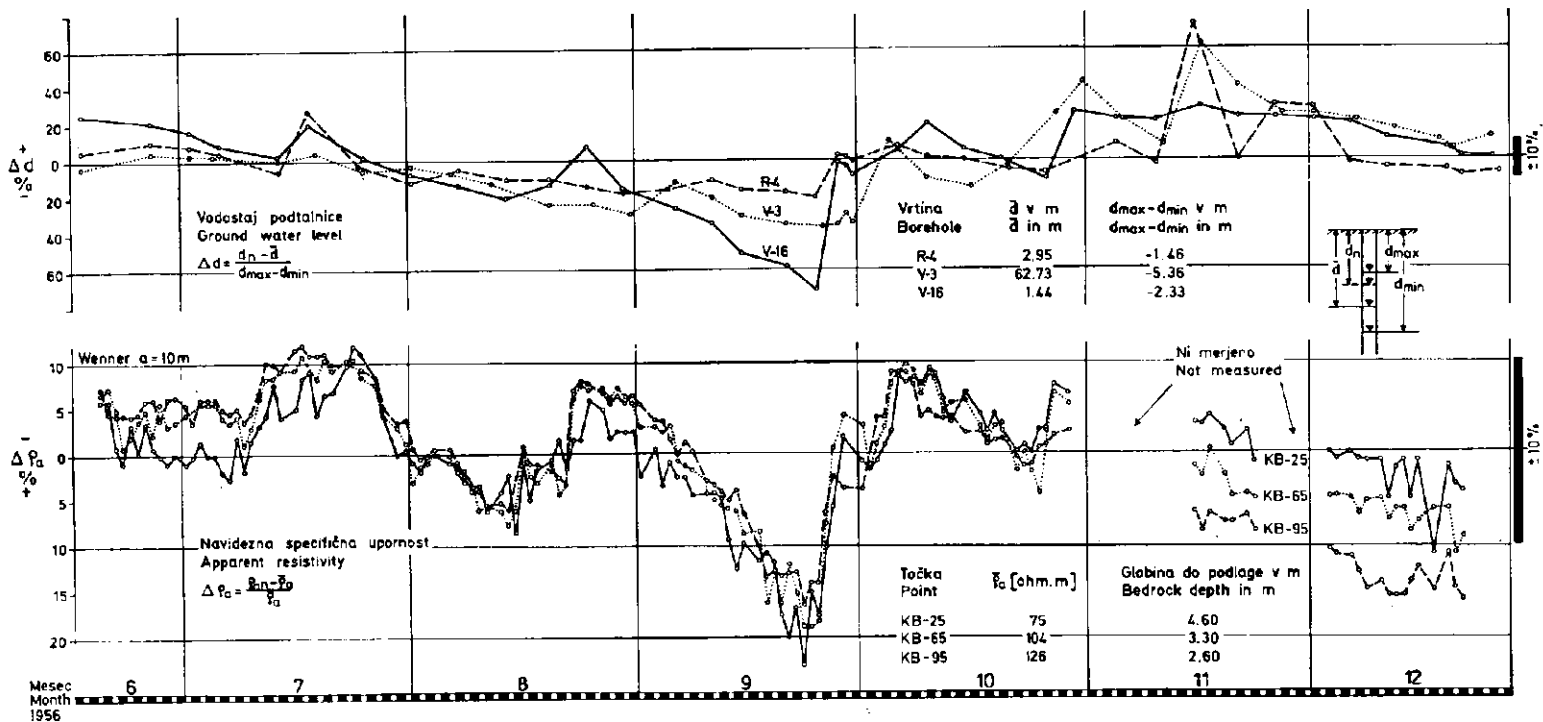
Po breznu na vrtini S-5 sklepamo, da se lahko kjerkoli v dnu Planinskega polja nahajajo še take ali podobne kraške oblike, ki utegnejo pri spremenjenih pogojih (npr. akumulacija vode na polju) postati aktivne. Anomalno velika debelina kvartarnega nanosa je torej že znak nekdanjega ponora, vrtače ali druge kraške korozijske oblike. Sorazmerno majhne debeline glinastega pokrova in velik kontrast v električni upornosti dolomitnega oziroma apnenega dna in glinastih sedimentov so bili ugodni za raziskavo po metodi NSU. Poskusne meritve na vrtini S-5 in v njeni bližini so to tudi dokazale. Celotna raziskana površina je znašala 10 km<sup>2</sup>. Povsod pa je obstojala enaka verjetnost kraških pojavov v dnu.

Fizikalna rešitev problema navadno ni toliko v iskanju samo večjih kraških oblik na površju ali v globini, temveč tudi v določitvi finih obrobni sprememb, ki povečajo poroznost in prepustnost kamenine v primerjavi z neposredno okolico. Na ta način postane kamenina ali bolj vlažna, če so razpoke zapolnjene z glino, ali bolj suha, če so prazne. Geološka anomalija, ki je zaradi njene majhne relativne velikosti niti teoretično ne moremo določiti z geoelektriko, postane tako določljiva zaradi spremenjene okolice (A. A. Ogil'vi, 1957).

Za določitev globine do visokoupornostne podlage je geoelektrično sondiranje po metodi NSU najbolj primerno, vendar pa zaradi potrebne detekcije tudi manjših kraških oblik ni več ekonomsko. Treba bi bilo namreč napraviti veliko število plitvih sond. Zato je sondiranje zamenjalo hitrejše kartiranje NSU s konstantnim razmikom  $a = 10$  m Wennerjeve elektrodne razvrstitve vzdolž profilov, ki so potekali približno v smeri 25° in v medsebojni razdalji 30 do 60 m. V celoti je bilo izmerjenih 348 km profilov s skupno 34 800 meritvami NSU. Na vsak km<sup>2</sup> pride torej okoli 3480 stališč NSU. Kartiranje je bilo kontrolirano s 420 geoelektričnimi sondami po Wennerju in Schlumbergerju. Stalna smer merilne dispozicije v azimutu 25° ter trikrat do petkrat večja gostota stališč v tej smeri kot pravokotno nanjo je nekoliko deformirala potek izo-







Sl. 5. Vpliv vlage in temperature na navidezno specifično upornost  
Fig. 5. Dependence of apparent resistivity on humidity and temperature

rezist. Vendar smatramo, da so bile kljub temu določene vse pomembnejše anomalije v reliefu kameninske podlage.

Merili smo v različnih letnih časih pri različni vlažnosti in temperaturi, ki pri majhnih globinah do podlage lahko znatno spremenita vrednosti NSU. S tem pa bi bila onemogočena uspešna primerjava meritev. Zato smo med terenskimi raziskavami merili NSU še na posebno izbranih baznih profilih. Istočasno smo upoštevali tudi padavine, temperaturo zraka, vodostaj reke Unice in vodostaje v nekaterih tipičnih vrtnah. Tako je bilo možno določiti velikost sprememb NSU v odvisnosti od vremenskih razmer in korigirati rezultate kartiranja ter jih vsaj do neke mere reducirati na isti nivo (sl. 5).

Zaradi električno precej homogenih kvartarnih sedimentov je na vsem polju veljal dokaj točno dvoplastni ali triplastni horizontalni sistem s približno enakimi specifičnimi upornostmi. Ta pogoj dopušča konstrukcijo diagrama odvisnosti NSU od globine kameninske podlage (Rijkswaterstaat, 1969) pri konstantnem elektrodnem razmiku  $a = 10$  m Wennerjeve razvrstitve. Za razne upornosti, ki se najčešče pojavljajo na polju, smo konstruirali 4 krivulje (sl. 6). Za isto odvisnost pa smo imeli na voljo tudi geoelektrične podatke 157 vrtn, ki so segle v podlago polja (sl. 6). Skladnost teoretičnih krivulj z eksperimentalnimi podatki pa nam podaja merilo zanesljivosti pri njihovi praktični uporabi. Tako je bilo grafično možno prirediti vsaki kartirani vrednosti upornosti tudi ustrezno debelino glinastega pokrova. Globine, določene s sondiranjem, so seveda točnejše. Ker pa gre tu le za omejitve vseh tistih površin, kjer je verjetnost kraških pojavov večja, zadošča tudi taka približna ocena.

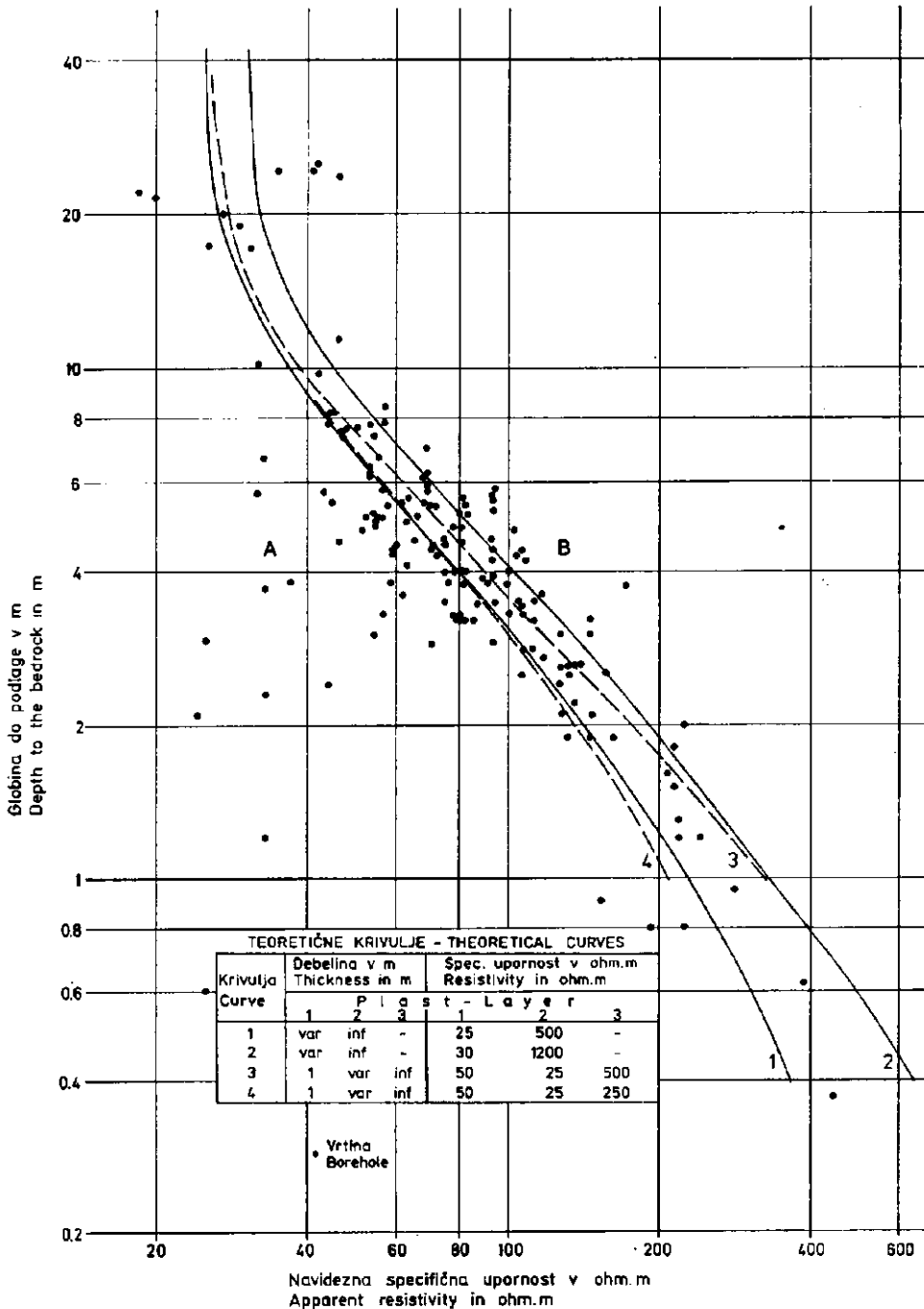
Meritve smo izvedli s kvocientnimi merilniki z ojačanjem in z vibratorjem, ki je spreminjal enosmerno napetost dvovoltnega akumulatorja v izmenično s frekvenco 10 do 15 Hz. Na ta način smo eliminirali vpliv elektrodnih potencialov in motnje zaradi bližnje električne železnice, oddaljene le nekaj sto metrov od Planinskega polja. Največji uporabljeni tokovi so znašali 75 mA, napetosti pa 60 mV. Z normalnimi upori smo vse instrumente periodično kontrolirali, tako da instrumentalna napaka ni presegla 3 %.

Samo poskusno je bilo izmerjenih tudi nekaj profilov lastnega potenciala. Vendar so bile motnje zaradi električne železnice tako močne in tako pogoste, da smo nad znanim podzemeljskim vodnim tokom pri Lazah samo enkrat lahko izmerili en sam profil. Na istem kraju je bila preizkušena metoda Turam in še metoda inducirane polarizacije (F. Šumi, 1965).

Namen vseh omenjenih metod razen metode upornostnega kartiranja je bil, najti morebitne kraške podzemeljske prostore in razpoke v karbonatni podlagi polja. Ker pa so sicer zadovoljive meritve ostale le na stopnji informativnih poskusov, se bomo v naslednjem pri določitvi reliefa kameninske podlage Planinskega polja omejili na metodo kartiranja NSU.

### Vpliv klime na meritve

Znana je odvisnost specifične električne upornosti od temperature in vlage (V. N. Dahnov, 1953), ki jo je za praktično uporabo težko oceniti. Zato je najboljše eksperimentalno določiti te vplive skupno. V ta namen smo izbrali na vedno dostopnem delu polja bazni profil dolžine 200 m, kjer smo vsak dan



Sl. 6. Odvisnost navidezne specifične upornosti od globine podlage pri Wennerjevem razporedu  $a = 10$  m

Fig. 6. Diagram showing apparent resistivity as a function of the bedrock depth for the Wenner array  $a = 10$  m

ob istem času izmerili NSU z enakim elektrodnim razmikom kot na terenu. Poleg tega smo na treh delih polja izbrali še pomožne baze, kjer smo opazovali potek NSU le takrat, ko smo tam merili.

Za primerjavo s klimatskimi faktorji smo uporabili podatke o temperaturi zraka, o vodostajih reke Unice in podtalnice v treh vrtinah (R-4, V-3 in V-16) ter o padavinah. Temperaturo zraka smo uporabili zato, ker talne temperature nismo merili. Zračna temperatura sledi namreč vsem spremembam talne temperature (L. D. Baver, 1948). Temperaturo zraka in padavine so merili na meteorološki postaji v Planini, vodostaje Unice pri Graščini in vodostaje v vrtinah pa je meril Geološki zavod. Te veličine so prikazane na sl. 5. Razen padavin, ki so podane v milimetrih, so vse druge veličine izražene v odstotkih šestmesečnih poprečij. Pri vrednostih NSU smo prikazali njihov časovni potek na treh točkah baznega profila, ki so med seboj oddaljene 40, oziroma 30 m. Na teh točkah je bila določena tudi kameninska podlaga z vrtnjem.

Iz časovnega poteka krivulj vrednosti NSU ter njihovih primerjav z ostalimi veličinami vidimo, da

— so vrednosti NSU višje pri nizkih padavinah in vodostajih ter pri temperaturah okoli 0°C

— so vrednosti NSU nižje, ko je veliko padavin in ko so vodostaji visoki, temperature pa blizu poprečka

— dnevne oscilacije NSU povzročajo tudi razne objektivne in subjektivne napake. Njihova amplituda znaša največ 3% šestmesečnega poprečka

— je odstopanje NSU od poprečka v zimskih mesecih in pri naraščajoči globini do podlage vse manjše.

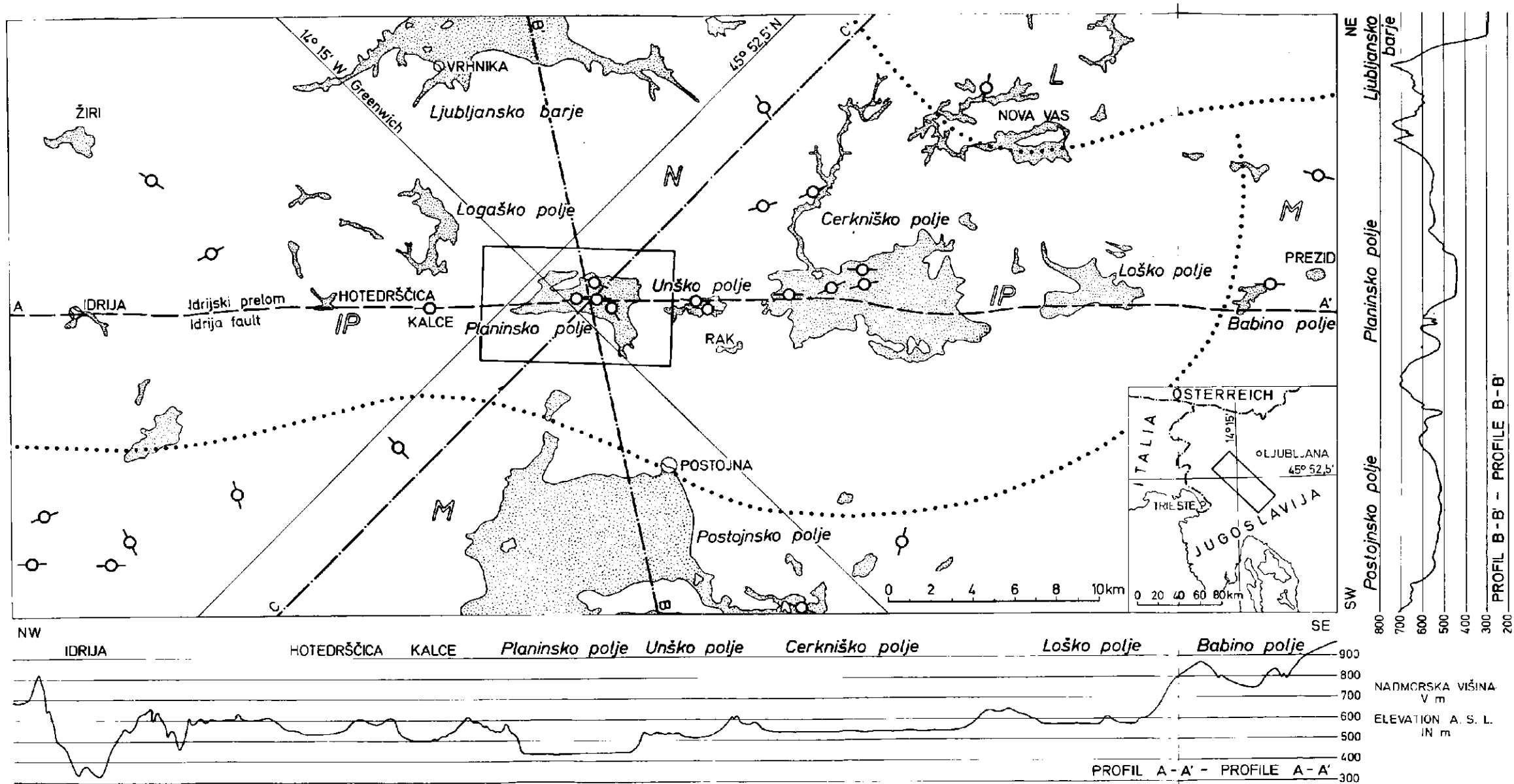
Iz tega sklepamo, da pri temperaturah nad 0°C vlažnost zemljine bistveno vpliva na vrednosti NSU, medtem ko je pri 0°C in manj pomembnejša temperatura.


Iz vrednotenih opazovanj sledi, da je bila največja možna napaka NSU v intervalu od -10 do +20% njihovega poprečka. Za določitev globine do podlage pomeni to napako od +8 do -30%, kar kaže sredina diagrama na sl. 6. To pa so že velike napake in je zato treba terenske meritve ustrezno korigirati.


### Interpretacija geoelektričnega kartiranja

Po ustreznih korekcijah meritev kartiranja NSU je bila konstruirana karta navideznih specifičnih upornosti (tabla 2). S pomočjo diagrama na sl. 6 je bila dopolnjena tako, da istočasno predstavlja karto izopah kvartarnega pokrova in na območjih ravnega površja polja tudi relief kameninske podlage.

Primerjava teoretičnih krivulj in eksperimentalnih podatkov na diagramu sl. 6 nam kaže, da je največ terenskih podatkov v globinskem intervalu 2 do 10 m in v upornostnem območju 40 do 200 ohm. m. Nobena od teoretičnih krivulj ne ustreza popolnoma eksperimentalnim podatkom, še najbolj se ujema krivulje 1, 3 in 4. Nesoglasje podatkov glede na teoretične krivulje je izrazito večje v smeri nizkih vrednosti NSU, bistveno manjše pa je v nasprotni smeri. Vzrok nesoglasja je v poenostavljenem postopku interpretacije in lokalno zelo razčlenjenem reliefu podlage. Privzet je bil dvoplastni in triplastni horizontalni




 Kraško polje in druge kotline  
 Carst polje and other depressions


 Globoka geoelektrična sonda  
 Deep geoelectrical sounding



 Območje značilne skupine geoelektričnih sond  
 Typical group area of geoelectrical soundings

Tabla 1. Položajna karta geoelektričnih raziskav krasa ob idrijskem prelomu  
 Plate 1. Location map of geoelectrical investigation of carst along the Idrija fault

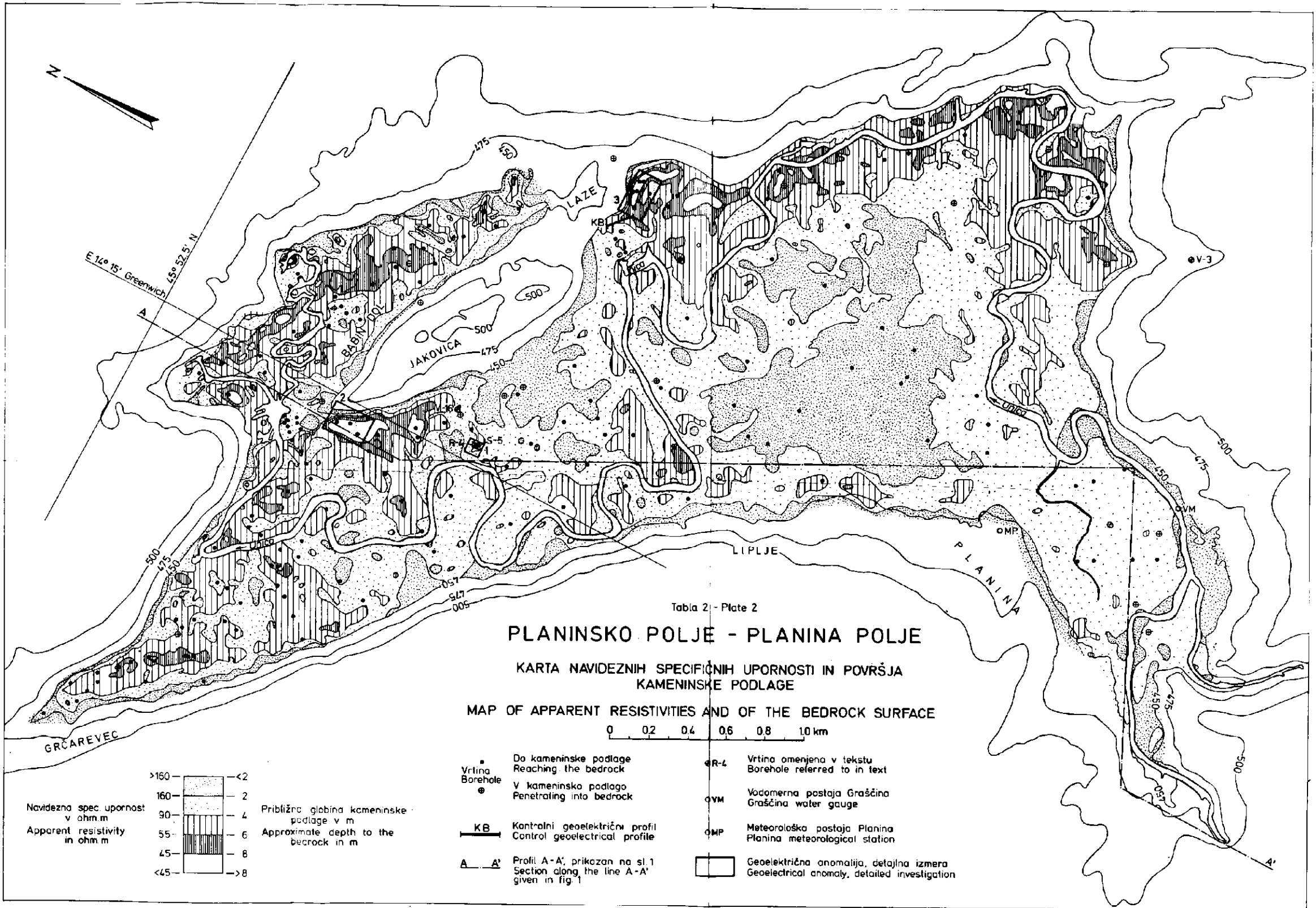


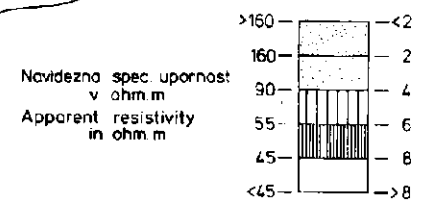
Tabla 2 - Plate 2

**PLANINSKO POLJE - PLANINA POLJE**

**KARTA NAVIDEZNIH SPECIFIČNIH UPORNOSTI IN POVRŠJA  
KAMENINSKE PODLAGE**

**MAP OF APPARENT RESISTIVITIES AND OF THE BEDROCK SURFACE**

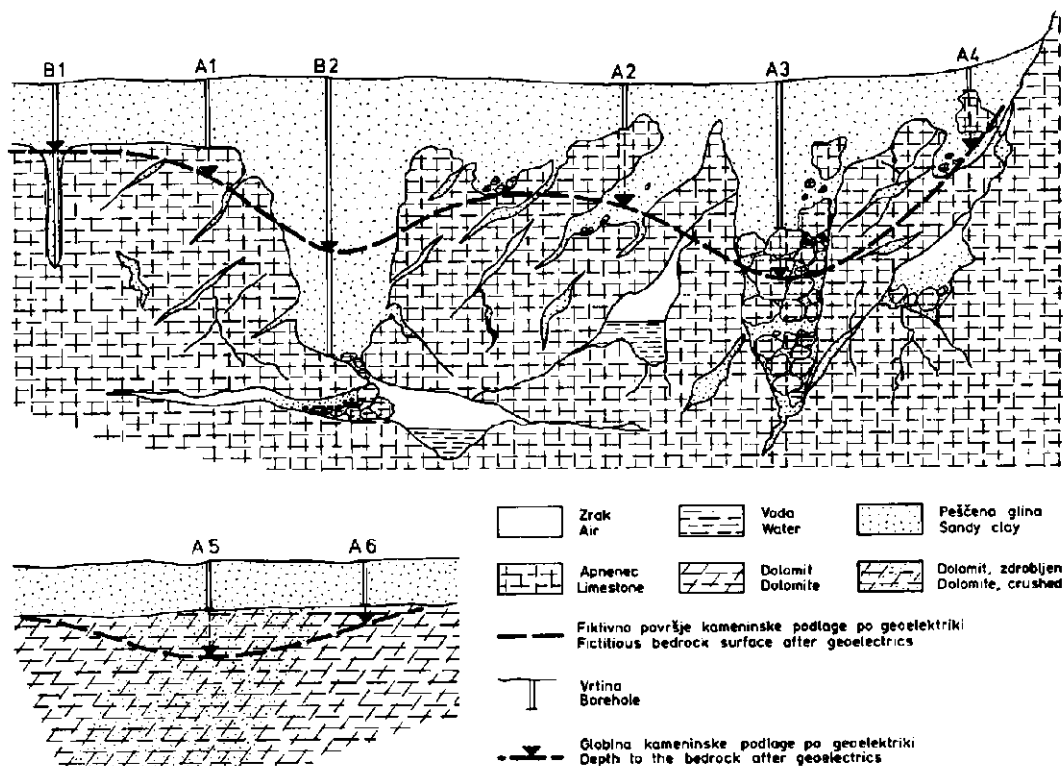
0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0 km



Približna globina kameninske podlage v m  
Approximate depth to the bedrock in m

- Do kameninske podlage  
Reaching the bedrock
- Vrtina  
Borehole
- V kameninsko podlogo  
Penetrating into bedrock
- KB — Kontrolni geoelektrični profil  
Control geoelectrical profile
- A — A' Profil A-A', prikazan na sl. 1  
Section along the line A-A' given in fig. 1

- R-4 Vrtina omenjena v tekstu  
Borehole referred to in text
- GVM Vodomer na postaji Graščina  
Graščina water gauge
- OMP Meteorološka postaja Planina  
Planina meteorological station
- Geoelektrična anomalija, detajlna izmera  
Geoelectrical anomaly, detailed investigation

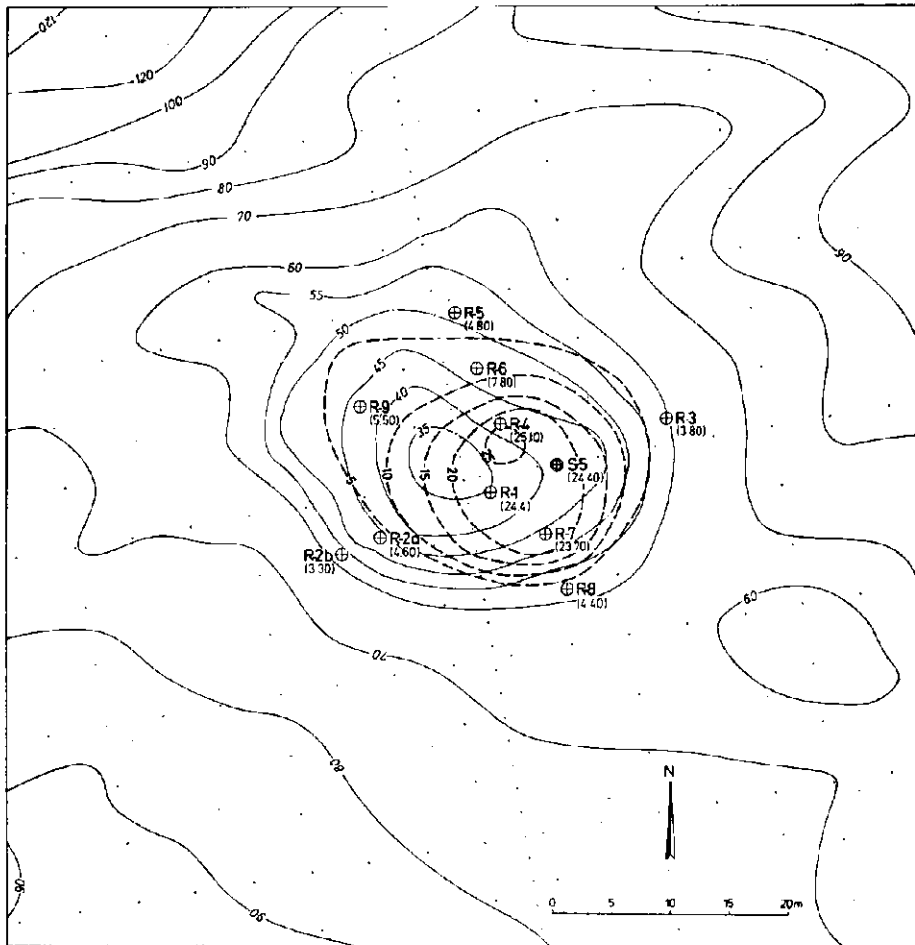


Sl. 7. Vzroki neskladnosti med globlinami do kameninske podlage, določenimi geoelektrično in z vrtanjem

Fig. 7. Origin of disagreement between the bedrock depth obtained by geoelectrics and by drilling

sistem, čigar interpretacija je dala netočne rezultate povsod tam, kjer se je na majhnih površinah globlina do podlage močno razlikovala od globlin v najbližji okolici. Interpretirane globline se nanašajo v tem primeru na fiktivno mejo med nizkoupornostnim in visokoupornostnim sredstvom. Te so nad globljimi deli manjše od dejanskih, nad plitvejšimi pa večje (sl. 7). Na verjetne anomalije v globlini do podlage opozarjajo dodatno tudi vsa nesoglasja med vrtanjem in geoelektriko. Nesoglasje v smeri manjših globlin, kot jih dá interpretacijski diagram po sl. 6 kaže, da je vrtina preje zadela na kameninsko podlago, kot pove geoelektrika. Razlike lahko razložimo z izrazitim mikroreliefom zakrasele podlage ali s ponorom, breznom ali podobnimi oblikami, zatrpanimi z gruščem in odlomljenimi skalami. Na diagramu sl. 6 smo to področje označili s črko A. Veliko manjše je območje, kjer pričakujemo po interpretacijskem diagramu manjše globline do podlage, kot so pokazale vrtnice; označeno je s črko B. Pretirano so na sl. 7 prikazani vsi primeri razlik med geoelektričnimi in vrtalnimi podatki na Planinskem polju. Nekateri od njih so bili potrjeni na terenu z izkopi na vrtninah, npr. B1, B2 in A2. Verjetno pa bi dobili podobno sliko tudi drugod na krasu.





⊕ R1 Ročna vrtna (globina do kameninske podlage v m) ---10--- Črta enake globine do kameninske podlage v m  
 Hand-made borehole (depth to the bedrock in m) Contour of the bedrock depth in m

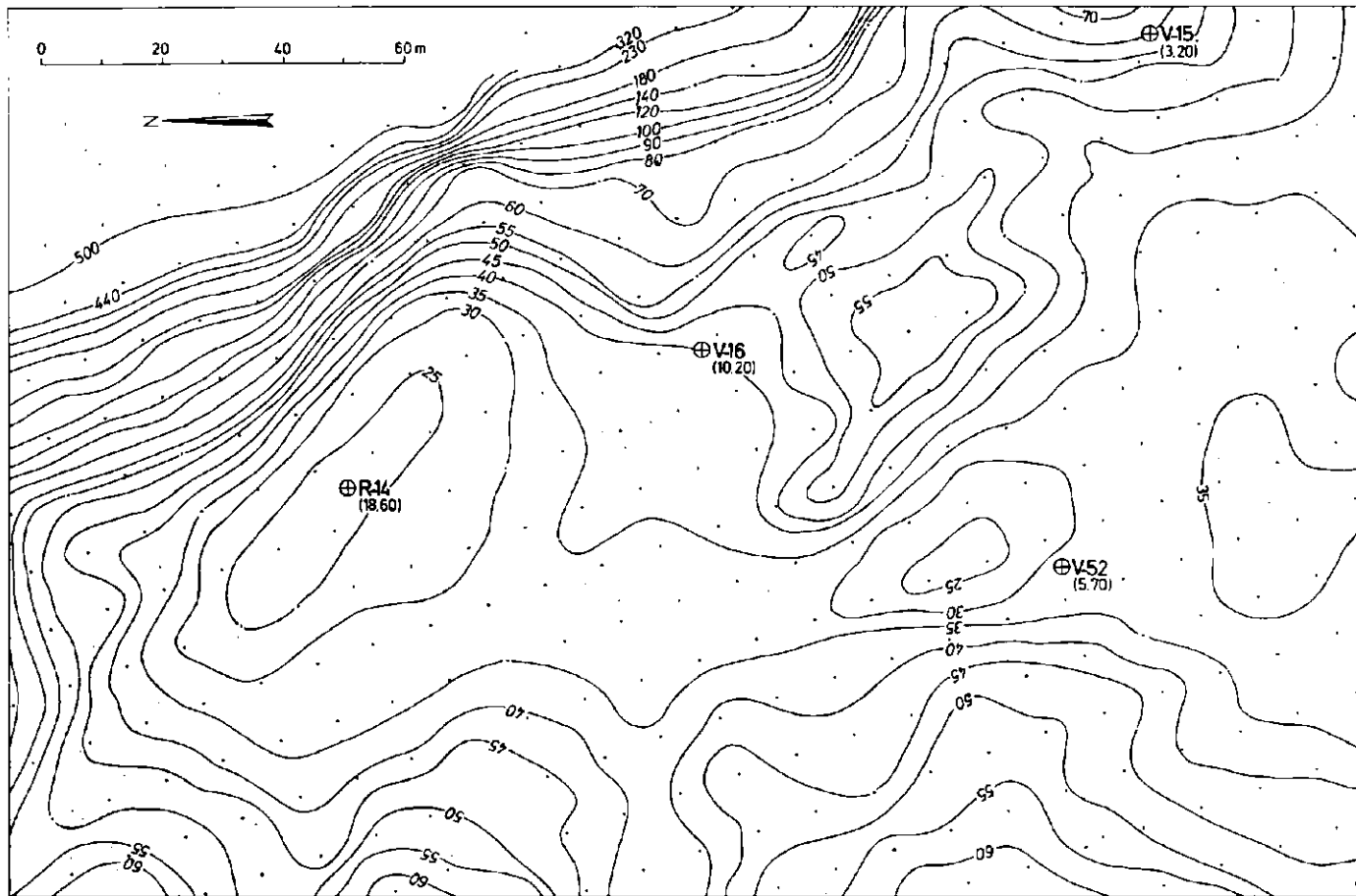
⊕ S5 Sirojna vrtna (globina v m) ---50--- Črta enake navidezne spec. upornosti v ohm.m  
 Machine-made borehole (depth in m) Contour of the apparent resistivity in ohm.m

• Merilna točka  
 Measuring point

Sl. 8. Geoelektrična anomalija 1 pri Wennerjevem razporedu  $a = 10$  m

Fig. 8. Geoelectrical anomaly 1 for the Wenner array  $a = 10$  m

Globlje dele v karbonatni podlagi polja, predvsem na njegovem vzhodnem obrobju, jasno kaže tabla 2. V manjši meri pa jih je opaziti še v skrajnem severozahodnem kotu Planinskega polja pod Grčarevcem, na desnem bregu Unice pod Lipljem, in le v omejenem obsegu na jugovzhodnem delu. Največje globine se pojavljajo zelo blizu obrobja, kar velja tudi za severozahodno vznožje Jakovice. Istočasno je to tudi apneno obrobje, kjer je pogostnost brezen in jam na pobočju in ponorov na njegovem stiku s poljem znatno večja kot na



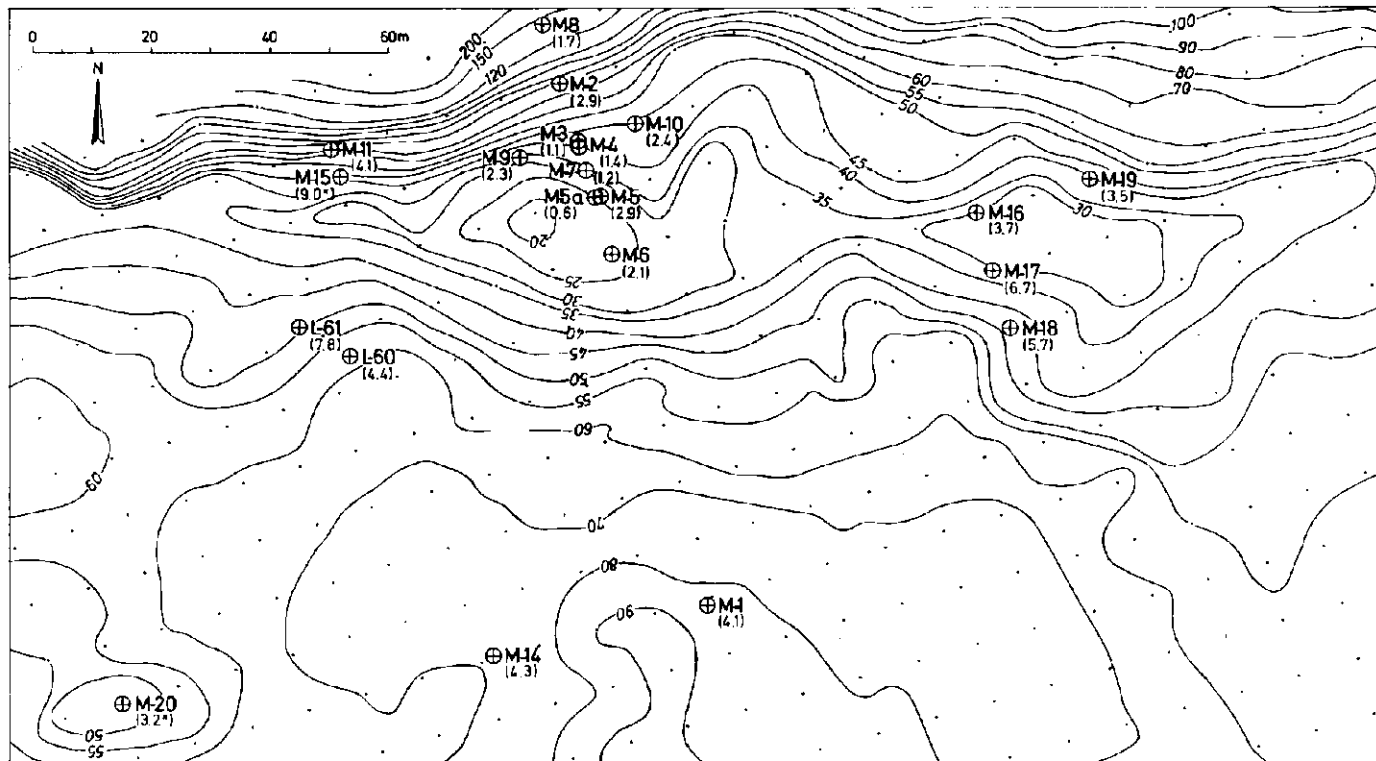
⊕ V16 Ročna vrtna (globina do kameninske podlage v m)  
 (10.20) Hand-made borehole (depth to the bedrock in m)

—50— Črta enake navidezne spec. upornosti v ohm m  
 Contour of the apparent resistivity in ohm m

• Merilna točka  
 Measuring point

Sl. 9. Geoelektrična anomalija 2 pri Wennerjevem razporedu  $a = 10$  m

Fig. 9. Geoelectrical anomaly 2 for the Wenner array  $a = 10$  m



⊕ L-60 Ročna vrtna (globina do kameninske podlage v m)  
Hand-made borehole (depth to the bedrock in m)

⊕ M-20 Ročna vrtna (kameninska podloga ni dosežena)  
Hand-made borehole (not reaching the bedrock)

—50— Črta snake navidezne spec. upornosti v ohm.m  
Contour of the apparent resistivity in ohm.m

• Merilna točka  
Measuring point

Sl. 10. Geoelektrična anomalija 3 pri Wennerjevem razporedu  $a = 10$  m

Fig. 10. Geoelectrical anomaly 3 for the Wenner array  $a = 10$  m

dolomitnih področjih. Reka Unica teče skoraj povsod le ob robu globljih delov podlage, ki so bili preje zaglinjeni. Izogne pa se tudi tistim delom, kjer je kameninska podlaga blizu površja. To kaže, da je reka Unica spreminjala svoj tok, kot ga je narekovala predvsem korozijska dejavnost v dnu polja in sedimentacija glinastih usedlin na njem.

Za kontrolo indicirane globlje podlage smo detajlno izmerili štiri področja, od katerih smo prikazali tri najbolj tipična. Na več točkah so bile na teh anomalijah izvrtane še vrtine do podlage.

Značilen je primer geoelektrične anomalije 1, izmerjene na vrtini S-5 (sl. 8). Tendenca zmanjševanja NSU je opazna že od izolinije z vrednostjo 70 ohm. m navzdol, zelo povečan gradient pa se ponekod opaža od 60 ohm. m dalje. To kaže na lijakasto izoblikovano podlago. Znotraj izolinije z vrednostjo 60 ohm. m je bilo izvrtanih poleg vrtine S-5 še deset vrtin, s katerimi je bilo omejeno brezno z nepravilnim okroglastim ustjem 5 m pod površjem, segalo pa je 25 m globoko. Geoelektrično določeno brezno je premaknjeno za približno 5 m od kraja, določenega z vrtanjem. Preden je bilo zapolnjeno z glinastimi usedlinami, je delovalo kot ponor ali estavela. Za estavelo govori pojav, da je med vrtanjem vrtine S-5 iz nje tekla voda. Geoelektrična indikacija tega brezna je okoli trikrat večja kot z vrtanjem dobljena oblika. Podolgovate izolinije v približnem azimutu  $300^{\circ}$  kažejo, da je to prednostna smer zakrasevanja in torej tudi verjetna smer kanalov in razpok. Interpretacija te anomalije samo na podlagi diagrama na sl. 6 dá polovico manjšo vrednost od prave globine. To nesoglasje lahko razložimo s primerom B2 (sl. 7). Z uporabo Cookovih in van Nostrandovih ter Cookovih in Grayevih diagramov kartiranja nad polkroglastimi vložki pa dobimo pravi rezultat (K. L. Cook & R. G. Van Nostrand, 1954; K. L. Cook & R. L. Gray, 1961).

Drugo anomalno področje se nahaja tik pod dolomitnim pobočjem Jakovice (sl. 9). Predstavlja konec nekakšnega jarka v podlagi in ima večje dimenzije kot anomalija 1. Vrednosti NSU so nižje, kar pa ne pomeni večje globine, temveč le boljši približek k večji horizontalni razprostranjenosti glinaste usedline v primerjavi s prejšnjo anomalijo. Na tem področju so bile izvrtane štiri kontrolne vrtine; ena je bila globoka 18 m, medtem ko so bile druge plitvejše. Značilna je primerjava globine vrtine V-52 z izmerjeno upornostjo na njej. Globina 5,7 m namreč nikakor ne ustreza vrednosti po interpretacijskem diagramu, ki bi morala biti dvakrat večja. To si pojasnimo z zelo razčlenjenim reliefom podlage, kot kažejo primeri A2, A3 ali A4 na sl. 7.

Geoelektrično močno razgibana anomalija 3 na sl. 10 leži pod apnenim obrobjem pri Lazah. Nesoglasij med geoelektrično interpretacijo in vrtinami je na tej anomaliji več. Nazoren primer sta vrtini M-5 in M-5 a, ki sta oddaljeni med seboj le 0,2 m. Njuni globini sta po podatkih vrtanja 0,6 oziroma 2,9 m, medtem ko daje geoelektrika indikacijo za okoli 20 m. Po vsej verjetnosti ustreza nesoglasja na tej anomaliji primerom A2, A3 ali A4.

Po opisanih primerih sklepamo, da so poleg horizontalno razsežnejših anomalij prav tako pomembne manjše anomalije s šibkim znižanjem NSU. Njihova majhna horizontalna razprostranjenost le malo spremeni na površju merjeno električno polje. Morfološko pa predstavljajo lahko po vertikali močno razvite navpične ali strmo vpadajoče oblike v zakraseli kameninski podlagi.

### Sklep

Po vrednotenju 34 regionalnih globokih geoelektričnih sond širšega ozemlja ob idrijskem prelomu med Idrijo in Prezidom je bil sestavljen poenostavljeni geoelektrični model. V svojem osrednjem delu med Kalcami in Cerkljiškimi poljem kaže na več kot 3 km debelo skladovnico večidel karbonatnih kamenin. Na tem področju leži klasični kras Notranjske. Zahodno in jugozahodno od tod ležeče karbonatne kamenine imajo v globini 1 do 2 km za podlago bolj prevodne kamenine, verjetno klastite ali kamenine z znatno glinasto primesjo. Severovzhodno obrobje centralne karbonatne skladovnice pa leži v globini 1 do 2,5 km na zelo prevodnih klastičnih kameninah. Severno obrobje obravnavanega terena je geoelektrično še premalo raziskano.

Geoelektrično kartiranje Planinskega polja je dalo zaradi precejšnje gostote meritev navidezne specifične upornosti (okoli 36 000 stališč na površini 10 km<sup>2</sup>) dokaj dobro sliko reliefa kameninske podlage. Globlji deli ustrezajo kraškimi korozijskim oblikam, zapoljenim z glinastimi sedimenti, npr. ponorom, požiralnikom, breznom ali vrtačam.

Pod izohipso 450 m je od celotne površine Planinskega polja približno 7 % močnejše zakrasele podlage. Od te smo z detajlnim geoelektričnim kartiranjem (10 000 meritev na km<sup>2</sup>) izmerili in kontrolirali z vrtinami eno četrtno površine vseh geoelektričnih anomalij. Največja globina, najdena v karbonatni podlagi, znaša 25 m, medtem ko je poprečna debelina glinastih sedimentov okoli 4 m. Po podatkih vrtin na polju in na bližnjem obrobju se opažajo kraški pojavi do globin 55 m pod površjem polja, globlje ni segala nobena vrtina. Pojavi v teh globinah niso močno aktivni, vendar sedanja ugrezanja na polju pomenijo, da se proces zakrasevanja še nadaljuje.

## Bedrock of the Planina Polje

*Danilo Ravnik*

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Geoelectrical soundings carried out along the Idrija fault in the period 1962—68 are reinterpreted. A geoelectrical model comprising four resistivity zones is adopted. Eight depressions occur in the central high-resistivity zone, corresponding to the fracture zone. With the exception of the Idrija depression, they are completely carstified. One of them is the Planina polje. An apparent resistivity contour map of this polje was completed to show the depth and the configuration of the Mesozoic bedrock underlying the Quaternary deposits. The geoelectrically determined depths were controlled by numerous boreholes. The bedrock depths obtained by the two exploration methods are usually equal in the case of a flat land surface. They do, however, not agree in the area showing a strong relief of the bedrock.

### Introduction

Planina polje was geoelectrically mapped during the years 1955/56. The results obtained were applied for a water accumulation feasibility study together with geological, hydrogeological, and speleological data, collected already before. The geophysical field measurements are reinterpreted in the present paper and presented together with regional geoelectrical features.

The field work carried out in the Planina polje comprises 420 shallow geoelectrical soundings, using the Wenner array with AB less than 250 m, and of 348 km of resistivity profiles. For the regional study 34 deep geoelectrical soundings with the Schlumberger array, ranging from AB = 4—24 km were used.

Planina polje trends a NW—SE direction as one of the eight carst depressions, developed along the Idrija fault. Their sizes are diminishing and their elevations increasing towards both sides of an about 60 km long profile line between the localities Idrija and Prezid (plate 1). The Planina polje lying in the lowest level of this section is 6 km long and some 2 km wide. It represents an about 100 to 200 m deep depression in a morphologically rugged upland lying 500 to 1000 m above sea level (fig. 1). The polje is embedded in the Upper Triassic dolomite and Lower Cretaceous limestone intercalated with dolomite somewhere. Only the southeastern border and a part of Babin dol are compo-

sed of the Lower Jurassic dolomite and Lower Cretaceous limestone, respectively.

Geological mapping in the Idrija fault area has revealed a complex pattern of subparallel faults NW—SE, crossed by some faults NE—SW. Displacements along these fault planes formed geological structures and morphological features from the Middle Pliocene onwards. At the end of the Pliocene a block structure came into existence. At that time, an intensified carstification was put in. Due to a complex interaction of the geological and climatological events, the surficial hydrographical net was mostly displaced into underground. For that reason, the Planina polje could be considered as a remnant of a surface water course.

It is believed that due to climatic conditions and carstification processes the Planina polje was overflowed for a longer period and its Mesozoic rocks were covered by clayey and sandy deposits. Consequently, the carstification went on slower but was never left off.

The water discharge in the Planina polje varies during the year from 1.4 to 130 m<sup>3</sup>/s. Although, about 150 ponors (swallow holes) can drain 110 m<sup>3</sup>/s, a discharge of as low as 60 m<sup>3</sup>/s produces a periodic flooding with an approximate duration of one month and a half.

#### Geoelectrical model of the Idrija fault area

The interpretation of 34 deep geoelectrical soundings was made using the auxiliary point method and curve matching technique, but controlled and completed by the computer calculated type curves. The density of soundings being small, a simplified geoelectrical model was adopted. Experimental curves were classified into four typical groups *M*, *N*, *IP*, and *L*, regarding their forms and absolute resistivity values (fig. 2). They are represented schematically in figure 3 (see page 297).

Lithological equivalent of the resistivity model after fig. 2 is as follows:

— Rock unit showing very low resistivity, corresponding to mainly clastic rocks (e. g. the group *L*) or,

— Rock unit showing medium resistivity clastic and impure carbonate rocks (e. g. the group *M*), both presented as layer 4 in figure 2.

— All the other resistivity values correspond to carbonate rocks of varying weathering, humidity, and porosity, what is related to a different carstification degree.

The first two rock groups are considered to be low permeable or even impermeable for transmitting of ground water. The third group is very important from the hydrogeological point of view; it is also the common rock of the region. Its resistivities are large-ranged, therefore they were divided into four intervals. A detailed interpretation of the soundings recognized even more layers in some cases. But their true lithological and humidity compositions are questionable as their geoelectrical parameters could be only a result of the interpretational concept. Although this model is oversimplified, it could be useful in planning and interpretation of future experiments. A dense observational net of deep measurements will certainly clarify the now presented geoelectrical picture.

### Investigation method and correction of field measurements

First drilling operations in the year 1950 gave some information about the thickness of the Quaternary overburden in the polje floor. But in one of the boreholes (S-5) the bedrock was picked at the depth of 24.4 m, whereas the average values were 4 or 5 m. This called attention to the fact that anywhere in the Planina polje floor similar features might appear. They are very important for the study of accumulation possibilities of the Planina polje. During the next five years altogether 266 boreholes were drilled but only 181 of them were used as control points for geophysics. Undulations in surficial and bedrock topography is shown in figure 4 as a frequency distribution of the corresponding elevations.

There were also 18 boreholes perforated 55 m deep into the polje bedrock (plate 2). They showed that a large part of the bedrock is impermeable and only some of the wells encountered permeable rocks. Several caverns were found, but they were usually filled with clay or weathered material. On the contrary, in the margins above the level of the polje larger caves appeared. One of them had as much as 25 m in drilling direction. A hydrogeological study suggested that there is no water flow within the bedrock of the polje, which represents a local erosion base.

The geophysical solution of the problem was not only a direct detection of the relatively small-sized karst forms but especially a delineation of occasionally rather extended fine marginal changes in structure and humidity of adjacent rock. Small depths of the expected geological anomalies and favourable electrical contrasts justify the use of the resistivity method. The resistivity profiling with the Wenner array of  $a = 10$  m was accepted as the main investigation method. The measurements were performed along the profiles in the direction of  $25^\circ$  and with the interval of 10 m between successive measuring points. The distance between profiles was 30 to 60 m. There were about 36 000 resistivity stations available for the processing in the area of  $10 \text{ km}^2$ .

Field operations were carried out in different climatological periods, therefore, it was obligatory to determine the influence of soil temperature and humidity on resistivity measurements. A resistivity control profile was daily observed and thereafter compared with areal temperature, precipitations, water level in the river, and with ground water level in some boreholes (R-4, V-3, and V-16). A relation between these factors can be readily seen from figure 5. The amplitude of daily oscillations of apparent resistivity is in the order of  $\pm 3\%$  of the six-months average; this is due to objective and subjective errors. On the contrary, the long-period fluctuations of the resistivity were in the interval of  $-10$  to  $+20\%$ , which is due to climatic factors. This corresponds to a possible average error of  $+8$  to  $-30\%$  in depth determination. Therefore, a corresponding correction of measuring data was carried out. At the air temperature above  $0^\circ\text{C}$  the soil humidity is more important for the resistivity changes, but at the temperatures equal or lower than  $0^\circ\text{C}$ , the temperature is more influential. At low temperatures, the thin Quaternary layers are far more subjected to resistivity changes than viceversa.



### Interpretation of resistivity profiling

The evaluation of the resistivity mapping data provides an apparent resistivity contour map, indicating low resistant areas, which reflect occasionally an irregularly shaped bedrock relief. This map represents at the same time also an isopach map or even a bedrock relief map, where the surface is flat.

Basing on large number of experimental data two- and three-layered horizontal homogeneous systems were adopted. They are shown as apparent resistivity versus overburden thickness relationship in figure 6. In the same diagram entered also 157 pairs of corresponding data from boreholes. The majority of these data is located within the area of theoretical curves but some of them are far outside. The disagreement is distinctively higher in the area A than in the area B. The reason for this discordance obviously originates in theoretical assumptions for a uniform subsurface composition. Explanations for this are outlined schematically in figure 7, representing various carst features. Some of them were successfully confirmed by digging.

To verify in detail the applicability of the geoelectrical method with drilling control, three geoelectrical anomalies are discussed.

The anomaly 1 in figure 8 is a resistivity analogue of the 25 m deep pothole of small horizontal extension. Its resistivity anomaly is about three times larger than the shape, determined by drilling. The interpretation after the diagram in figure 6 gives only half of the true depth, while the use of master diagrams over hemispherical sinks shows a correct result. This is a striking example, where a small resistivity anomaly represents a vertically rather extended solution form with a small horizontal cross-section.

The anomaly 2 in figure 9 shows a larger depression in the bedrock. The interpretation is correct in the center of the anomaly (boreholes R-14 and V-16) and wrong on its flanks (borehole V-52), where the cases A2, A3, and A4 are plausible (fig. 7).

Geoelectrically rather irregular is the anomaly 3 (fig. 10) in the limestone bedrock. Discordance between the geoelectrically interpreted data and boreholes are distinct. An extreme example are the boreholes M-5 and M-5 a, which are only 0.2 m apart. Their drilling depths are 0.6 and 2.9 m, respectively, but geoelectrical interpretation indicates a depth of about 20 m. This disagreement can be related to the cases A2, A3 or A4 in figure 7.

The above presented field examples demonstrate clearly that a carefully corrected small-scale investigation allows an effective detection of shallow-layered carst features.

### Conclusions

The evaluation of the 34 deep geoelectrical soundings along the Idrija fault suggests the following resistivity model: Four geoelectric zones could be recognized according to the types of the soundings. The first one corresponds to the fractured zone being 2–3 km wide. The second zone follows the first one on its opposing sides. The third and the fourth zones extend southwards and northeastwards, respectively. The section of the first and the second zones between Kalce and Cerknica polje is made up of a more than 3 km thick bed

sequence of predominantly carbonate rocks. There, the classic carst of Inner Carniola is developed. The carbonate rocks of the third zone are underlain by rather conductive rocks in the depths of 1 to 2 km, probably by clastic or impure carbonate sediments. This zone appears to make a turn at the south-eastern end of the section examined and trends towards the fourth zone, underlain by more conductive clayey rocks in the depth of 1 to 2.5 km.

Along the Idrija fault eight carst depressions occur. One of them is the Planina polje, lying on the lowest level nearly in the middle. There, an apparent resistivity contour map was completed to show the depth and the configuration of the bedrock, underlying the Quaternary deposits. The geoelectrically determined depths were controlled by numerous boreholes. It was found out that nearly 7% of the Planina polje bedrock area is highly carstified. The greatest depth to the bedrock is 25 m, while the average depth amounts to 4 m.

### Literatura

- Baver, L. D. 1948, Soil physics, New York-London.
- Breznik, M. 1961, Akumulacija na Cerkniskem in Planinskem polju. Geologija, 7 knjiga, str. 119—149, Ljubljana.
- Buser, S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija, 8 knjiga, str. 34—57, Ljubljana.
- Buser, S. s sodelavci, 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, M 1 : 100 000, Beograd.
- Buser, S. 1974, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Ribnica, M 1 : 100 000, Beograd.
- Cook, K. L. & Van Nostrand, R. G. 1954, Interpretation of resistivity data over filled sinks. Geophysics, vol. 19, str. 761—790, Tulsa.
- Cook, K. L. & Gray, R. L. 1961, Theoretical horizontal resistivity profiles over hemispherical sinks. Geophysics, vol. 26, str. 342—354, Tulsa.
- Dahnov, V. N. 1953, Električeskaja razvedka neftjanyh i gazovyh mestoroždenij. Gostcptehtizdat, Moskva.
- Jenko, F. 1959, Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. DZS, Ljubljana.
- Ogil'vi, A. A. 1957, Geoelektričeskie metody izučeniya karsta. Moskva.
- Pleničar, M. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Postojna, M 1 : 100 000, Beograd.
- Rijkswaterstaat, The Netherlands, 1969, Standard graphs for resistivity prospecting, E. A. E. G., The Hague.
- Sumi, F. 1965, Prospecting for non-metallic minerals by induced polarization. Geophysical Prospecting, vol. 13, str. 603—616, The Hague.
- Van Nostrand, R. G. 1953, Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. Geophysics, vol. 18, str. 423—433, Tulsa.

## NOVE KNJIGE BOOK REVIEWS

UDK 048.1

Ulrich Lehmann: **Ammoniten. Ihr Leben und ihre Umwelt.** Ferdinand Enke Verlag, 1976, Stuttgart. Obseg: VI + 171 strani, 143 slik (od teh 4 barvne), 1 barvna priloga, 17 × 24 cm. V platno vezano 69.—DM.

Knjigo »Amoniti, njih življenje in okolje« je napisal U. Lehmann s precejšnjo zavzetostjo. Že v predgovoru poudarja, da so ti mehkužci že od nekdaj vzbujali pozornost in fantazijo z lepoto njihovih pravilnih spiral ter z raznovrstnimi in nenavadnimi oblikami, kakršnih danes ni več. Že predzgodovinski človek jih je zbiral in zgodaj so našli pot tudi v svet pravljic in pripovedk, kar vidimo po njihovem imenu, ki izvira od staroegipčanskega boga Amona.

Pod amoniti razume avtor samo »neoamonoide« jurske in kredne dobe. Druge fosilne pripadnike razreda cefalopodov, tj. nautiloide, goniatite, climenije, ceratite in belemnite v knjigi obravnava le toliko, kolikor je potrebno za boljši prikaz amonitov.

Da bi mogli čim bolje spoznati življenje izumrlih amonitov, nam avtor v prvem delu knjige predstavi njihove recentne sorodnike — sedaj živeče cefalopode. Na drobno obravnava njihov skelet, mehke dele, ekološke razmere, v katerih živijo, in način fosilizacije. V drugem delu preide avtor na fosilne cefalopode. Začne z nautiloidi, nadaljuje z baktriti in celeoidi, in konča z amonoidi. Amonoidom posveti v nadaljnjem več poglavij, ki se nanašajo na lobno linijo, na podlagi katere amonite tudi klasificirajo, na njihovo ontogenezo in na spolni dimorfizem. Pri amonitih ločimo makrokohn in mikrokohn. Na podlagi recentnih cefalopodov sklepa avtor, da ustreza makrokohn ženskim osebkom. Dimorfizem se je pojavil že v paleozoiku pri rodovih *Goniatites*, *Clymenia* in *Ceratites*. Pri cefalopodih mlajših geoloških dob je dimorfizem vedno bolj razširjen. V naslednjem delu govori knjiga o čeljustih, aptihu in raduli cefalopodov. Čeljusti izumrlih amonitov so bile tudi do štirikrat večje kot so pri recentnih dibranhiatih. Avtor zagovarja mišljenje, da je aptih del čeljustnega aparata. Morda je obenem rabil tudi kot pokrov, vendar je to po njegovem mišljenju manj verjetno. Šesti del knjige je obširnejše poglavje o gibanju cefalopodov in posebej amonitov. Poleg aparata za plavanje na reakcijski pogon so imeli nekateri cefalopodi tudi plavuti. Amoniti verjetno niso rabili plavuti in so se gibali le z iztiskanjem vode skozi lijakasto odprtino. Sedmi del je posvečen vprašanju ekologije. Že oblika hišic kaže na to, ali so živel v globokem ali plitvem morju, ali nad apneno ali nad glinasto podlago. Seveda moramo upoštevati, da so bile hišice mrtvih individuov lahko prenesene. V splošnem so živel amoniti v morju, ki je bilo globoko 40 m do 550 m. Največ vrst se je zadrževalo v morju z globino nad 100 m. Amoniti so živel v slani vodi, ki je

bila dobro prezračena, vendar so se najraje zadrževali tik nad dnom. Posebno so zanimivi amoniti, ki so živeli v liasu v podmorskih votlinah na območju današnje Sicilije, kar kaže na izredno prilagodljivost teh živali na različna okolja. Poglavje o ekologiji obsega še razpravo o prehrani, sovražnikih in o patoloških pojavih. Amoniti so se hranili s planktonom, vendar imamo dokaze, da so se hranili tudi z drugimi cefalopodi in celo z istovrstnimi osebki (kanibalizem). Pri mnogih vrstah je samica požrla samca po kopulaciji, žrli pa so tudi lasten zarod. Imeli so podobne sovražnike, kot jih imajo današnji cefalopodi: ribe, ptice, morske želve, rake, v mezozoiku pa tudi morske reptile. Zleze za izločanje temne tekočine za obrambo so imeli tudi mnogi amoniti. Od patoloških sprememb so omenjene predvsem tiste, ki so nastale zaradi mehanskih poškodb. Statistične raziskave so pokazale, da so take poškodbe tudi do desetkrat številnejše pri amonitih, ki so živeli v plitvejši vodi, kot pri tistih, ki so se gibali v globljem morju.

Heteromorfizem, to je odstopanje od normalnih oblik, je bil pri amonitih zelo pogost. O tem govori 8. del knjige. Heteromorfizem se kaže predvsem v odvijanju zavojev hišice in pri nastajanju hišic, ki so podobne nekaterim polžem. Pri tem se je spreminjala tudi lobna linija. Heteromorfizem ni znak degeneracije.

Končno se pojavi v knjigi še obvezno vprašanje: »Zakaj so amoniti izumrli?« Glavni vzrok bi lahko bile velike morske transgresije in regresije, čeprav niso izključeni tudi drugi vplivi. Eden od zelo verjetnih vzrokov pa je nastanek moderne morske favne, ki je iztrebila amonite na ta način, da je uničevala zlasti njihov zarod.

Na koncu je še pregled recentnih in fosilnih cefalopodov in prispevek k njihovi terminologiji. V prilogi je pregledna tabela rodovnika cefalopodov skozi geološko zgodovino v barvah.

Knjiga je lep primer monografske obdelave določene živalske skupine. K dobri orientaciji propomoreta tudi avtorsko in stvarno kazalo, ki obsega 164, oziroma 698 gesel.

*Mario Pleničar*

**Roland Brinkmann: Geology of Turkey.** Ferdinand Enke Verlag, 1976, Stuttgart. Obseg: X + 158 strani. 68 slik, 17 × 24 cm. Kartonirano 68. — DM.

Knjiga je razdeljena na tri dele. Prvi ima samo dve poglavji. Prvo prav na kratko podaja zgodovino Anatolije z vidika geologije in rudarstva od predzgodovinske dobe prek grško-rimskega starega veka do osmanskega cesarstva in moderne Turčije. Predmeti iz žgane gline so znani v Mali Aziji že od leta 6500 pred našim štetjem. Tudi druge minerale so uporabljali že v sedmem tisočletju. Malahit, azurit, cinober in okro so rabili za barvanje. Za najstarejšo kovino pa velja zlato. Anatolsko zlato je postalo slavno, prešlo je v legendo. Posebno znana je legenda o frigijskem kralju Midasu. Lidijski kralj Krez pa je leta 650 pred našim štetjem že koval zlate novce.

Anatolija pa ne velja za zibelko geologije in rudarstva le v tehničnem pogledu, temveč tudi v znanstvenem. Tales iz Mileta, mesta južno od Izmirja, je prvi postavil vprašanje o sestavi zemlje in velja za utemeljitelja naravoslovja, kot ga pojmuje danes.

Drugo poglavje vsebuje informacijo o glavnih delih s področja geologije Turčije. Med drugim so navedene prve geološke karte Turčije iz leta 1867 in 1916.

Drugi del knjige je najobsežnejši. Ima naslov »Historična geologija« in je razdeljen na 17 poglavij. Najprej obravnava avtor podlago iz metamornih kamenin. Poleg več manjših metamornih območij so znani štirje glavni masivi: Istranca v Traciji, Menderes v jugozahodni Anatoliji, Kirsehir v osrednji Anatoliji in Bitis v jugozahodni Anatoliji. Klasifikacija metamornih kamenin Turčije glede na starost in nastanek je še v povojih zaradi pomanjkanja ustreznih petroloških in radiometričnih raziskav.

V naslednjih poglavjih so regionalno podani geološki sistemi od predkambrija in kambrija prek ovdovicija, silura, devona, karbona, perma, triade, jure, krede in terciarja do kvartarja. V besedi in tabelarno sta prikazana litologija in debelina posameznih formacij sistema, v skicah po facialne slike. Glede fosilne dokumentacije avtor navaja bravca na ustrezno literaturo. K preglednosti razlage o stratigrafiji Turčije zelo pripomorejo v tej knjigi kratki povzetki ob koncu vsakega sistema. Močan poudarek je na paleogeografiji. Stratigrafski del spremlja 29 paleogeografskih in facialnih skic.

Pomembnejša orogenetska dogajanja z razlago nastanka posameznih gorstev so podana v posebnih poglavjih, nanizanih med poglavji o stratigrafiji. Tako je kaledonska orogeneza vključena po poglavju o silurskih skladih, variscična tektogeneza in metamorfizem po poglavju o permskih skladih in alpska orogena dogajanja po kenozojskih skladih. Alpska orogeneza je nadvse bolj obdelana. Posebej so obravnavane tudi posamične geosinklinale in pregledno je prikazan metamorfizem.

Sledi poglavje o recentnih premikih v litosferi, ali kot temu tudi pravimo: o neotektoniki. Tu so ločeno podani epirogenetski procesi in kratek pregled potresne dejavnosti. Poglavju o metamorfizmu je priključen pregled mineralnih surovin. Tudi magmatske kamenine so razvrščene po geoloških dobah. Na koncu tega poglavja je še odstavek o termalnih izvirih.

V povzetku drugega dela knjige avtor prikaže razvoj magmatizma in orogeneze na območju Turčije in navaja geološko starost posameznih orogenetskih faz, določeno po radiometrični metodi.

Glede rudonosti opozarja avtor, da je metamorfna kameninska podlaga izrazito jalova. Tudi paleozojska in mezozojska ruda je redka, izjema so tu kromitna rudišča. Mineralizacija večjega obsega se je pričela v mlajši kredni dobi in je dosegla svoj višek v zgodnjem terciarju, posebno po pirenejski fazi. Od tedaj dalje je mogoče razlikovati metalogenetske cone. Pontski bakrov pas leži na severu dežele in se razteza proti vzhodu v Afganistan, proti zahodu pa v Bolgarijo in Jugoslavijo. Za centralno in južno Anatolijo je značilna svinčevocinkova provinca, ki sega v sosednje dežele.

Najzanimivejši je vsekakor tretji del knjige. V njem je geotektonski položaj Turčije prikazan z vidika teorije o tektoniki plošč. Te teorije sicer nekateri ne sprejemajo v celoti, vendar so tu izvajanja precej podkrepljena z raznimi podatki. Turčija naj bi ležala na stiku afriško-arabske in evropske plošče. Na podlagi paleomagnetnih merjenj naj bi bila Anatolija od zgornjega paleozoika dalje del afriško-arabske plošče. Šiv med afriško-arabsko in evropsko ploščo je ofiolitna cona. Težava nastane prav tu, ker imamo v Anatoliji dve vzporedni

ofiolitni coni; zato je bilo treba iskati dodatnih razlag, da bi vendarle lahko zagovarjali teorijo o tektoniki plošč tudi v Turčiji. Med obema ofiolitnima conama naj bi obstajala še posebna mikroplošča. Ostane pa še vedno odprto vprašanje, katera od obeh ofiolitnih con ustreza coni subdukcije. Po drugi hipotezi naj bi ofiolitna cona predstavljala odprto režo, nastalo pri širjenju litosfere. Reža naj bi bila polnjena s kameninami spodnjega dela litosfere. V tem delu knjige najdemo tudi globoki geološki prerez čez prostor Črnega morja (tudi slika na ovitku knjige) in izvemo precej o zgradbi Egejskega morja, o vzhodno-mediteranskem podmorskem grebenu in zlasti o potresnih conah Turčije.

Knjiga je zanimiv prispevek k poznavanju geologije Mediterana. Njena glavna odlika je jedrnatost in razumljivost.

Mario Pleničar

M. A. Khan: **Global Geology**. The Wykeham Science Series. Wykeham Publications (London) Ltd., London and Winchester, 1976. Strani X + 168, 120 ilustracij in tabel, £ 3.00.

Geološka znanost je v poslednjih dvajsetih letih doživela znaten napredek, ki ga je omogočila skokoma napredujoča merilna tehnika in predvsem računalniška obdelava meritvenih podatkov. Množica novih spoznanj pa je pogosto preobsežna ali pretežko dojemljiva celo za strokovnjake s sosednjih področij. Zato se je pojavila nujna potreba po bolj splošno napisanih informacijah, ki naj bi hitro in brez detajlnega študija osvetlile nove dosežke in hipoteze. Ta knjižica je že eno takih del. Napisana je bila predvsem za tiste, ki se ukvarjajo z geološkimi vedami. Lahko bi jo imenovali tudi »Geologija enkrat malo drugače«. Avtor že v uvodu pove, da je njena vsebina geofizikalna. V zadnjih 25 letih je geofizika napredovala z velikimi koraki zlasti v spoznavanju strukture oceanskega dna. S tem v zvezi pa so se pojavile nove hipoteze o poreklu zemlje, o njeni obliki, o potresih in vulkanih in o različnih fizikalnih poljih, v katerih se zrcali poleg sestave zemeljskih plasti še vedno nepojasnen gonilni mehanizem geoloških procesov v njeni notranjosti.

Delo prikazuje na razumljiv način značilnosti zemeljskih fizikalnih lastnosti, kot težnost, magnetizem, toploto, elastičnost in radioaktivnost. Konvencionalna geologija je omejena predvsem na direktno študiranje pojavov in lastnosti kamenin, geofizika pa je tipična indirektna raziskovalna metoda, ki nam prek fizikalnih parametrov posreduje informacije tudi iz velikih zemeljskih in oceanskih globin, do katerih pride človek s težavo ali pa mu to sploh ni mogoče. Poleg gravimetrije, termometrije in radioaktivnosti je avtor posvetil največ prostora seizmologiji in magnetometriji. Seizmičnost je posebno v letošnjem letu eden najbolj obravnavanih naravnih pojavov na zemeljskem površju. Avtor je podal razen osnovnih pojmov še nekaj nadrobnosti o interpretaciji seizmogramov in o napovedovanju potresov.

Z energetskega stališča je zanimiva zemeljska toplotna energija, čeprav se le njen majhen del danes lahko uporabi. V splošnem smatrajo, da je bila zemlja prvotno hladno telo, ki se je šele kasneje segrelo zaradi radioaktivnosti. Radioaktivni razpad pa je pomemben toplotni vir le na kontinentih, ne pa v oceanskih bazenih, kjer prisotnost radioaktivnega goriva doslej ni bila dokazana. Merjenja toplotnega pretoka po vsej zemlji kažejo, da je njegova povprečna vrednost

precej stalna in enaka na kopnem in na morju. Iz tega sledi, da mora biti še en izvor toplotne energije, ki v oceanih kompenzira radioaktivni vir. To naj bi bili konvekcijski tokovi v zemeljskem plašču, ki prenašajo toploto iz zemeljske notranjosti, istočasno pa so gonilna sila velikih tektonskih procesov. Toplotni pretok skriva v sebi še marsikatero tajno zemeljske notranjosti. Ustreznih meritev je še malo, vendar nam že kažejo na zanimivo zvezo med težnostnimi minimumi in področji visokih vrednosti toplotnega pretoka. Segreta kamenina je pač lažja kot hladna. Še posebno so pomembne toplotne meritve v dnu oceanov. Pokazale so namreč, da se toplotni pretok sistematično spreminja z razdaljo od osi oceanskih grebenov. Jasno je videti, da so povprečne vrednosti največje pod osmi grebenov in najnižje pod obrobniimi oceanskimi jarki. O najvišji vrednosti toplotnega pretoka poročajo iz globokega dela Rdečega morja. Visoki toplotni pretoki pa so znak, da je vroča magma blizu površja. Detajlne globokomorske raziskave v zadnjih letih so nedvomno dokazale, da se na oceanskih grebenih zemeljska skorja razriva in na novo nastaja. Radioaktivni razpad nam podaja tudi zanesljivo časovno merilo za datacijo kamenin in geoloških procesov. Podatki segajo vsaj šestkrat dlje nazaj v zemeljsko zgodovino, kot je to možno določiti s fosili.

V poglavju o zemeljskem magnetizmu je zanimivo razglabljanje o remanentnem magnetizmu ter o njegovih meritvah za paleomagnetne študije. Tri četrt stoletja staro spoznanje o obračanju polov zemeljskega magnetnega polja nam nudi še eno skalo za geološko datiranje. Ta je še v razvoju, a jo je mogoče uporabiti že tja do sredine gornje krede.

Zadnji dve poglavji, ki obsegata skoraj eno tretjino celotne vsebine, sta posvečeni vedno zanimivim vprašanjem o strukturi zemeljske skorje, plašča in jedra. Veliko teh podatkov na kontinentih in oceanih izhaja iz podatkov eksplozijske refraktivne in reflektivne seizmike. V glavnih potezah je opisana struktura kontinentalne skorje in kontinentalnih obrobij, oceanskih grebenov ter vzhodnoafriškega tektonskega jarka, ki morebiti predstavlja zvezo oceanskih in kontinentalnih struktur. Kot vzroke nastanka treh dominantnih topografskih značilnosti zemeljske skorje: kontinentov, oceanov in oceanskih gorskih grebenov, avtor našteje in na kratko opiše kontrakcijsko in ekspanzijsko hipotezo, kontinentalni premik, konvekcijski model ter najnovejše hipoteze o razmikanju oceanskega dna, tektonike plošč in njenega gonilnega mehanizma. Najbolj elegantno razlago za vse tri glavne topografske značilnosti daje prav tektonika plošč.

Knjiga je napisana v razumljivem jeziku, vendar zahteva od bralca poleg poznavanja geologije tudi določeno znanje fizike in matematike.

*Daniilo Ravnik*

**Erich Schroll: Analytische Geochemie.** V dveh delih. 2. del: Grundlagen und Anwendungen. Založba: Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1976. Obseg: IX + 374 strani, 126 slik, 60 razpredelnic 15,5 × 23 cm. Kartonirano 69 DM.

V Geologiji 18 smo lahko prebrali recenzijo prve knjige E. Schrollove analitske geokemije. V njej je avtor posvetil precej pozornosti vzorčevanju in

celotnemu procesu priprave vzorca za analizo, predvsem pa je razložil najpomembnejše analizne metode, ki jih danes uporabljamo v geokemiji.

Pred kratkim je izšla druga knjiga, ki podaja osnove geokemije in predvsem uporabnost rezultatov geokemičnih analiz. Podobno kot prva knjiga, je tudi ta napisana zelo zgoščeno. Avtor je na zelo pregleden način zbral in uredil v celoto številne podatke geokemičnih analiz, ki so jih objavili razni strokovnjaki ter ustrezne teoretične osnove. Snov je smotrno razdeljena po poglavjih, tekst pa dopolnjujejo številne slike in razpredelnice; navedena je tudi obširna literatura. Obe knjigi sta napisani predvsem za tiste strokovnjake, ki imajo dovolj obsežno osnovno znanje s področja geologije, mineralogije, petrologije in nauka o rudiščih. Prvi del druge knjige obravnava najpomembnejše osnove geokemije. Po prvotni zamisli avtorja naj bi izšla celotna snov v eni sami knjigi. Ta, prvi del druge knjige, bi moral predstavljati dejansko uvod. Toda zaradi založniško tehničnih razlogov sta nastali dve knjigi. Snov je bila drugače razvrščena in osnove geokemije so prišle v drugo knjigo. Toda avtor priporoča, da preberemo prvi del druge knjige pred prvo knjigo.

V prvem delu druge knjige najdemo najpomembnejše zakone splošne kemije prvin, fizikalne kemije ter kozmične, kristalnokemične in termodinamične vzroke geokemične razdelitve snovi. Obsega 6 poglavij in literaturo. E. Schroll najprej pregledno obravnava periodični sistem prvin, fizikalno-kemične reakcije med njimi, geokemično migracijo, diferenciacijo, koncentracijo in disperzijo elementov v različnih agregatnih stanjih ter frakcionacijo izotopov. V četrtem poglavju nadrobneje razpravlja o vgrajevanju snovi v kristale. Prav to poglavje je za pravilno tolmačenje pojavov, ki jih opazujemo pri raziskavi kristalov in mineralov zelo pomembno. Tu so razložena najnovejša spoznanja vgrajevanja snovi s stališča kemije kristalov, kristalov mešancev in diadohije, ionskih in atomskih radijev ter polarizacije in ionskih potencialov. Poleg tega so podane tudi termodinamične osnove vgrajevanja snovi v kristale ter pojasnjeni zakoni razdelitve slednih prvin med kristalom in sredstvom, iz katerega je kristaliziral.

Tudi zadnje, šesto poglavje je bolj obširno. V njem podaja E. Schroll razdelitev pogostnosti prvin, njihovo diferenciacijo in njihovo pot pri razvoju našega planeta. Tako loči difrenciacijo prve, druge in tretje stopnje. Diferenciacija prve stopnje obsega prerazvrstitev prvin v zvezi z magmatsko diferenciacijo in kristalizacijo. Diferenciacija druge stopnje je pogojena s procesi nastajanja sedimentov, pri diferenciaciji tretje stopnje pa sodeluje človek s svojimi posegi v naravo. Prav v tem, zadnjem poglavju prvega dela je razložena tudi geokemična klasifikacija prvin.

Bolj obsežno in poglobljeno je podana snov drugega dela. Ta pove, kako lahko uporabimo podatke analitske geokemije v mineralogiji, petrologiji, hidrogeologiji, geologiji in stratigrafiji, paleontologiji, pri nauku o rudiščih, sledenju in raziskovanju rudnih nahajališč, raziskavah človekovega okolja in celo v arheologiji. Ta del obsega kar dve tretjini druge knjige. Za praktičnega geologa je pomembno zato, ker bo našel v njem značilne primere razlage analiznih podatkov.

Avtor sodeluje pri reševanju mineraloških in petroloških problemov, ter problemov, ki sodijo v okvir nauka o rudiščih. Zato je prav tej tematiki posvetil precej strani. Pri uporabnosti podatkov analizne geokemije na polju mine-



ralogije navaja E. Schroll primere s področja geokemične termometrije in barometrije ter kemične geotermometrije. Tu bi opozoril na tabelo (tab. 2.2), ki podaja empirično odvisnost slednih prvin v galenitu in sfaleritu od temperature hidrotermalnih raztopin, iz katerih sta kristalizirala. Posebej moramo nadalje opozoriti na poglavje o geokemičnih indikatorjih za oksidacijsko-redukcijski potencial ter na poglavje, ki obravnava dokaze za kemična ravnotežja s pomočjo koeksistentnih parov mineralov. Za petrologa so zanimiva poglavja, ki govorijo o geokemičnih značilnostih posameznih skupin magmatskih kamenin, od ultrabazičnih do felzitskih. Ker je zgrajena Slovenija večidel iz sedimentnih kamenin, bodo za marsikoga zanimiva poglavja, ki govorijo o sedimentih z geokemičnega stališča. Prav tako najdemo razlago pomena podatkov geokemičnih analiz pri raziskavi metamorfnih kamenin. Tu bi posebej opozoril na poglavje, ki obravnava identifikacijo izvornih kamenin.

Pri razlagi pomena geokemičnih analiz za preučevanje rudnih nahajališč podaja E. Schroll npr. geokemične značilnosti rudonosnih provinc ter določanje izvora prvin, ki jih najdemo v rudiščih. Nadrobneje obravnava tudi uporabnost podatkov izotopskih analiz. S pomočjo teh lahko ugotovimo izvor svınca, stroncija in žvepla. V tabeli 2.67 podaja tudi izotopsko sestavo žvepla v naših rudiščih, in sicer v bakrovem rudišču Bor, svinčevo-cinkovem rudišču Mežica ter bakrovem rudišču Škofje. Izotopske analize prvin, ki grade vodo, pa omogočajo določiti njen izvor. Zanimivo je tudi poglavje o geokemičnih značilnostih mineralov, nastalih v zvezi z magmatsko aktivnostjo, in o značilnostih mineralov, vezanih za procese nastajanja sedimentov.

Tretji del druge knjige obsega literaturo, četrti pa kazalo gesel.

Slovenski geologi poznamo prof. E. Schrolla. Leta 1974 je imel pri Geološkem društvu predavanje z naslovom »Geochemische Charakteristika der Erzlagerstätten in Ostalpen«. Med prvimi se je začel sistematično ukvarjati z raziskavami geokemičnih značilnosti vzhodnoalpskih rudišč. V svojih publikacijah iz 1953., 1954. in 1955. leta je podal rezultate spektralnih analiz galenita in sfalerita iz številnih rudišč, med drugimi tudi iz naših rudišč. Žal pa teh podatkov pri geokemičnih in metalogenetskih raziskavah vrsto let nismo upoštevali.

Knjigo toplo priporočamo vsem, ki se bavijo z laboratorijskimi in terenskimi geokemičnimi raziskavami.

*Matija Drovenik*

Ferdinand Friedensburg/Günter Dorstewitz: **Die Bergwirtschaft der Erde**, 7. Auflage. Založba: F. Enke, Stuttgart, 1976. Obseg XVI + 642 strani. Format 17 × 24 cm, vezano, DM 170,—. 7000 izvodov.

K svoji prvi izdaji knjige *Bergwirtschaft der Erde* l. 1938 je F. Friedensburg napisal naslednje vrstice: »Gospodarstvo, politika in oborožitev se danes v veliki meri usmerjajo na probleme preskrbe s surovinami. Med njimi zavzemajo, tako v vojni kot v miru, mineralne surovine odločilno mesto, in kdor se hoče praktično ali znanstveno baviti z njimi, bo našel v tej knjigi urejeno, popolno, kolikor se pač da, zanesljivo in sodobno predstavo o rudarsko-gospodarstvenih stvarnostih.«

Danes je pred nami 7. izpopolnjena izdaja istega dela. Uredil ga je G. Dorstewitz, ker je F. Friedensburga medtem prehitela smrt (1972). Knjigo v glavnem preveva še isti duh in namen, samo oborožitev in vojna sta odstopili mesto mirnodobnemu napredku človeštva.

Za razliko od prejšnjih izdaj je knjiga sedaj urejena nekoliko drugače. Tisk je dvokolonski, karte posameznih dežel (54) niso več med tekstom, ampak so priložene na koncu. Izpopolnjena je s podatki o novo nastalih državah, posebno v Afriki. Tudi zunanja oprema je modernizirana.

V uvodnem poglavju je zelo zanimiva tabela, ki kaže vrednost svetovne rudarske proizvodnje posameznih mineralnih surovin v letu 1973. Iz nje vidimo, da predstavljajo energetske surovine nafta, premog in plin 77 % celotne vrednosti svetovne rudarske proizvodnje. V drugi tabeli so zbrane vrednosti mineralnih surovin, proizvedenih po posameznih deželah. Ta tabela kaže, da so Združene države Amerike udeležene v svetovnem rudarskem gospodarstvu z 18 %. Prav tolikšna vrednost pa odpade tudi na Sovjetsko zvezo. Ti državi skupaj obvladujeta torej več kot eno tretjino svetovne rudarske proizvodnje. Nato sledijo po abecednem redu tabelarično urejeni statistični podatki o rudarski proizvodnji mineralnih surovin za leto 1950, 1960, 1965, 1970, 1971, 1972, 1973 in 1974 posameznih dežel, ki jih je skupaj 170. Tabele spremljajo kratki koncizni opisi stanja in perspektive mineralnih surovin. V tem delu zavzemajo največ prostora podatki o stanju v Združenih državah Amerike in Sovjetski zvezi, ki imata 35 oziroma 32 strani. Pri velikih deželah, kot omenjeni dve, se knjiga ne omejuje samo na statistične podatke o proizvodnji surovin, ampak podaja še celo vrsto dodatnih tabel o oceni zalog, izvozu in uvozu, odkopnih metodah in velikih rudarskih podjetjih. Zanimive so tabele o bakru in železu ter glavnih rudnikih in topilnicah obeh kovin, in sicer tistih v proizvodnji in v projektu za naslednja leta.

Glede virov statističnih podatkov o rudarstvu Sovjetske zveze avtor pojasnjuje, da so številke, označene z zvezdico v prejšnjih izdajah, ocenjene, medtem ko so podatki v 7. izdaji povzeti po »direktivah« za petletke. Verjetno gre torej za planirano proizvodnjo, na kar bi lahko sklepali tudi po lepo zaokroženih številkah, ki kažejo iz leta v leto enakomerno rast.

Jugoslaviji avtor posveča 7 strani in ji priznava važno mesto v proizvodnji kovin v Evropi. Naše rudarsko gospodarstvo je obdelano glede na sedanje stanje in perspektivo zelo jedrnato in objektivno. Našega bralca motijo le napake v pisanju naših krajevnih imen. Tako je npr. Sarajevo v tekstu vedno pisano kot Serajevo. Med drugimi napakami bi omenil, da je Mežica v tekstu omenjena tudi kot rudnik barita in je na kartni skici označena s Pb/Zn-Ba. Do te napake je prišlo najbrž na podlagi kakšnega poročila iz časov, ko je bil z Mežico združen litijski rudnik, kjer so še v letih 1952—1965 pridobivali barit. Naš največji in pomemben evropski rudnik svinca in cinka Trepča na kartni skici ni vnesen.

Na koncu opisa in statističnih podatkov o proizvodnji vsake dežele je spisek literature, iz katere je avtor črpal podatke. Za Jugoslavijo je takih del 16, od tega 10 domačih, za Sovjetsko zvezo pa npr. 67 od tega 22 ruskih avtorjev. Zanimivo je, da najdemo pri Etiopiji med literaturo tudi delo D. Jelenca, prejšnjega direktorja Geološkega zavoda v Ljubljani, ki je bil več let sodelavec etiopskega ministrstva za rudarstvo in je takrat napisal knjigo Mineral Occurrences of Ethiopia.

Sledi 49 tabel rudarske proizvodnje mineralnih surovin po abecednem redu (od aluminija do zirkona) za dežele vsega sveta, ki v tej panogi nekaj pomenijo. Iz tabel lahko zasledujemo gibanje proizvodnje zadnjih 10 let (1965 do 1974).

Na koncu so priložene kartne skice (54) posameznih dežel ali skupin dežel. Skice niso izdelane enotno, kar pa je bolj lepota kot stvarna napaka.

Knjiga je kot priročnik napisana zelo enostavno, brez specialnih terminov in je razumljiva za vsakogar, zato bodo po njej radi segli rudarski in drugi gospodarstveniki, geologi, politiki, geografi itd. Posebno vrednost daje knjigi dejstvo, da je ažurirana s celo vrsto novih držav, ki so bile še do nedavnega kolonije; to velja posebno za afriški kontinent.

Zaradi velikega obsega je cena knjige visoka, zaradi pomembnosti pa bo kljub temu našla pot vsaj v razne knjižnice visokih šol, rudarskih in drugih gospodarskih organizacij ter institucij, ki se ukvarjajo z načrtovanjem in razvijanjem gospodarstva ter določenih dejavnosti na področju mednarodnega tehničnega sodelovanja in pomoči.

*Franc Drogenik*

**Heinz Beckmann: Geological Prospecting of Petroleum**, Geology of Petroleum, Vol. 2. Ferdinand Enke Publishers, Stuttgart, 1976. 183 str., 110 sl., 188 cit. lit. 12 × 19 cm. Kartonirano 16,80 DM.

Iskanje in raziskovanje naftnih nahajališč je skupinsko delo, pri katerem mora vsak strokovnjak vedeti za delo drugih strokovnjakov in ga vsaj v glavnem tudi poznati. V knjižici, ki je namenjena drugim strokovnjakom pri takem skupinskem delu, so na kratko podane vse naloge, ki jih pri iskanju nafte rešuje geolog.

Po kratkem uvodu, v katerem podaja avtor zgodovino pridobivanja nafte in njen pomen v preteklosti, posebno pa v modernem času v boju za vire energije, prehaja v 2. poglavju na nastanek nafte. Podani sta dve vrsti teorij, anorganska in organska. Anorganske teorije so v splošnem starejše, a imajo danes le bolj zgodovinski pomen, čeprav še vedno kdo — navadno kemik, redkeje geolog — najde nekje kakšen znak, ki naj bi govoril za anorganski izvor nafte. Danes prevladujejo teorije, da je nafta nastala iz organskih snovi, posebno iz planktonskih organizmov, ki žive v ogromnih množinah v številnih morjih okrog kontinetov, v brakičnih vodah in celo v jezerih. Vsebujejo maščobe in amino kisline, o katerih pravijo, da so osnova za nastanek nafte.

Za kako velike količine planktona gre, kaže podatek, da se ga namnoži v Črnem morju vsako leto 2,7 bilijona ton s povprečno 1 do 3% maščobnih kislin in 4 do 16% amino kislin. Za svoje življenje potrebuje plankton fosforne in dušične soli, ki jih prinašajo v morje reke. Del planktona so rastlinski organizmi, predvsem alge, ki s pomočjo klorofila tvorijo iz ogljikovega dioksida in energije sončne svetlobe komplicirane ogljikove vodike. V surovi nafti se v resnici najdejo deli porfirinskih cikličnih spojin, ki se izvajajo iz klorofila, poleg fragmentov hemoglobina in podobnih sestavin, ki izvirajo iz živali, npr. iz foraminifer, malih rakov in črvov. V surovi nafti se najdejo tudi železovi oksidi, baker in vanadij, ki so pomemben del porfirinskih obročev za izmenjavo kisika.

Od nastanka nafte in plina do akumulacije nafte in plina pa je še dolga pot. Po tej poti migrirata nafta in plin iz por in votlin prvotnih sedimentov in kamenin pod učinkom statičnega in dinamičnega pritiska v geološke strukture z nižjim pritiskom, ugodno za formiranje naftnih in plinskih rezervoarjev, ali kakor navadno pravimo, za nastanek naftnih polj in plinskih kap. Ta migracija in zbiranje nafte in plina traja več milijonov let. Potem ko se takšno naftno polje najde, ga izčrpajo že v 40 letih, v redkih primerih traja črpanje dlje. Avtor nazorno prikaže v besedi, številkah in skicah pomen poroznosti in prepustnosti naftonosnih plasti ter njune odvisnosti od zloga sedimentov. Pravi, da mora imeti naftonosna plast za dobro produkcijo nafte poroznost višjo od 20 % in permeabilnost nad 300 milidarcyjev. Za produkcijo plina so zahteve nižje. Za dobro velja plinsko polje s poroznostjo 10 do 11 % in permeabilnostjo 25 do 40 milidarcyjev.

Tretje poglavje obravnava strukturo in organizacijo naftne družbe. Geološko delo v družbi se deli na raziskovalno in eksploatacijsko. Geologi obeh oddelkov morajo tesno sodelovati med seboj ter z geofizikalnimi, vrtalnimi in proizvodnimi inženirji.

V četrtem poglavju poudarja avtor osnovna pravila in zakonitosti, na katerih temelji raziskovalno delo na področju nafte in plina. V nadaljevanju pa podaja pregled geoloških in geofizikalnih raziskovalnih metod.

V daljšem, petem poglavju je v besedi in sliki prikazano vrtnanje ter z ustreznimi slikami vrtalni, črpalni in merilni stroji.

Kako velik pomen ima za uspešno raziskovalno delo izplaka in njena zaplinjenost, kaže že to, da ji je avtor posvetil celo šesto poglavje. Sistematične analize in meritve izplake so se v kombinaciji z detajlnimi preiskavami vrtalnega jedra in drobirja razvile v posebno znanost in so zares prava metoda za odkrivanje naftonosnih in plinonosnih plasti. V ta namen mora imeti vsaka naftna vrtina ustrezen laboratorij.

Sedmo poglavje zopet v besedi in sliki kaže, kako se pripravljajo vzorci vrtinskega drobirja za raziskave po različnih metodah, petrografskih, biokronoloških, mikropaleontoloških, po metodi acetatne kopije in netopnega ostanka v primeru apnenca, dolomita, trdega peščenjaka in podobnih kamenin in po metodi določanja geološke starosti z nanofosili.

Osmo poglavje je posvečeno jedrovanju naftnih vrtin. Avtor opozarja, da je za dobro jedrovanje potrebna stratigrafska horizontacija vrtine, skrbno določevanje starosti drobirja, plinsko karotiranje in primerjava s profili sosednjih vrtin. Podane so metode jedrovanja in ustrezni vrtalni pribor, kakor tudi način za opis jedra, njegovih lastnosti, predvsem granulacije, poroznosti in prepustnosti.

Deveto poglavje obravnava razne vrste karotiranja vrtin, njegovo tehnično izvedbo ter interpretacijo karotažnih diagramov.

Deseto poglavje vsebuje navodila, kako se po končanem vrtnanju ugotovi, ali je vrtina uporabna za eksploatacijo ali ne. Enajsto poglavje piše o tem, kaj mora naftni geolog vedeti o tehnični pripravi in opreми vrtine za eksploatacijo.

Na koncu je podana literatura o posameznih poglavjih, ki dopolnjuje kratka izvajanja avtorja in jih bralec potrebuje za podrobnejšo razlago. Zelo dobro

je tudi stvarno kazalo, ki obsega 900 gesel, tako da vsakdo zlahka najde snov, ki jo išče.

Knjiga je primerna za vse, ki jih zanima moderno stanje v iskanju in raziskovanju nafte, prav posebno pa delavcem pri vrtnanju na nafto, da morejo spoznati vse delo, ki ga opravljajo geologi v tej dejavnosti.

*Jože Duhovnik*

**Alfred Mayer-Gürr: Petroleum Engineering, Geology of Petroleum, Vol. 3.** Ferdinand Enke Publishers, Stuttgart, 1976. 208 str., 169 slik, 11 tabel, 65 cit. lit., format 12 × 19 cm. Kartonirano 16,80 DM.

Namen knjižice je, odgovoriti na vprašanje, katere dejavnosti obsega tehnologija pridobivanja nafte in plina, ali na kratko, kaj je naftni inženiring. Definicijo tega pojma najdemo v prvem poglavju, ki je čisto kratko, obsega le eno stran teksta, ki se konča z odgovorom na postavljeno vprašanje: Naftni inženiring je znanost, oziroma eksaktna znanost o razvojnem načrtovanju na področju nafte in plina ter njune proizvodnje po takšnih metodah, da se doseže najboljši izkoristek naftnega in plinskega polja in najboljši ekonomski rezultat. Tekst in priložena slika kažeta, katere dejavnosti obsega to znanstveno področje in kako so te dejavnosti neposredno ali posredno povezane med seboj in z drugimi področji dela celotnega naftnega gospodarstva. Na začetek razvojnega procesa sta postavljena raziskovalno delo in proizvodnja. Druga ožja področja dela so inženiring naftnega in plinskega polja, razvojni inženiring, ekonomika proizvodnje in geologija proizvodnje. Morda je vredno omeniti v tej zvezi, da avtor opozarja na razliko med naftnim in plinskim poljem; razvojni načrt naftnega polja mora upoštevati parametre naftonosnika in ekonomske zahteve, medtem ko je razvojni načrt plinskega polja bolj kompliciran, ker je odvisen še od posebnih kupoprodajnih pogojev ter problemov transporta in vskladiščenja.

Drugo in tretje poglavje obsegata skupaj 117 strani, tj. več kot polovica knjižice. Razdeljeni sta po decimalnem sistemu. V prvem razdelku drugega poglavja avtor odgovori na vprašanje, kaj je naftonosnik. To so kamenine vključno fluid, ki se v njih pretaka. Ker so pore kamenin povečini kapilarne velikosti, veljajo zanje zakoni o kapilarnosti. Zato razvrstitev plina, nafte in vode ni odvisna samo od njihovih specifičnih tež, temveč tudi od kapilarnih sil. Poleg kapilarnosti je tudi vpojnost ali hidrofilnost pomemben dejavnik. Razvrstitev plina, nafte in vode se spreminja s spremembo višin nad svobodno vodno gladino. Zato v naftonosniku ni vedno in povsod strogo horizontalnih meja med plinom ali nafto in vodo.

V nadaljevanju pravi avtor, da so za naftnega inženirja poroznost, prepustnost in krivulja kapilarnega pritiska najpomembnejši parametri naftonosnih kamenin. Seveda so tu še drugi parametri, npr. oblika in velikost zrn, kristalna struktura, ki se določa z röntgensko analizo in polmer por. Posamezne lastnosti naftonosnih kamenin so natančno definirane in klasificirane. S skicami in modeli so prikazane metode njihovega določevanja. Podana so tudi razmerja med poroznostjo, prepustnostjo in polmerom por v naftnih poljih določenih geoloških formacij ter njihova odvisnost od geološke starosti. V porah naftonosne kamenine sta nafta in plin pod višjim pritiskom in pri višji temperaturi. Treba je določiti razmerje pritisk/volumen. V ta namen se vzame vzorec nafte

z dna vrtine in se preišče v visokotlačnem avtoklavu, v katerem se vzdržuje temperatura naftnega polja. Pri tem je treba seveda upoštevati, da so plini raztopljeni v tekoči fazi. Avtoklav z vzorcem surove nafte se položi v vodno kopel, ki ima enako temperaturo kot naftno polje. S pomočjo živosrebrove merilne naprave se sproti odčitujejo vse spremembe, nastale zaradi spremembe pritiska. Z zniževanjem pritiska narašča volumen in obratno. To razmerje je linearno. Pri določenem pritisku se potem prvič pojavi mehurček plina. Z nadaljnjim zniževanjem pritiska dobimo zmes izločenega plina in nafte v avtoklavu. Bolj ko znižujemo pritisk, bolj narašča volumen plina, volumen nafte pa se zmanjšuje. To zmanjševanje volumna pa ni več linearno. Ko se zniža pritisk na 0 barov in temperatura na temperaturo površja, se nafta še bolj skrči in kar preostane, je razplinjena nafta. S takšnim poskusom se določi tako imenovano razmerje PVT. Za pričetek proizvodnje iz določene vrtine se zniža steber izplake v tej vrtini tako, da je pritisk izplake nižji od pritiska v naftnem polju. Zaradi gradienta pritiska na relaciji naftno polje—vrtina začne vsebina por teči. Smer toka in njegova hitrost sta odvisna od fizikalnih lastnosti tekoče faze (viskoznost) in od naftonosne kamenine (prepustnost, oblika por idr.). Praviloma v naftnem polju tečejo plin, nafta in voda. Razume se, da prisotnost ene faze zmanjšuje prepustnost za drugo fazo. Ta zmanjšana prepustnost se imenuje efektivna prepustnost. Če efektivno prepustnost delimo z absolutno, dobimo relativno prepustnost.

Krivulje relativne prepustnosti kažejo, da nafta preneha teči, ko nasičenost z nafto pade pod 25 %. Na splošno velja, da to rezidualno nafto zadržujejo v porah kapilarne sile. Podobno velja za vodo; tudi del vode zadržujejo na stenah por kapilarne sile. To je fosilna voda (ali tako imenovana konatna voda), ki je bila »ujeta« v pore ob sedimentaciji. Rezidualne nafte ni mogoče pridobiti iz naftnega polja po običajnih metodah (vključno metodo water flooding). Odstotek rezidualne nafte zelo variira in znaša 20 do 80 %. Izkoristek se torej spreminja med 80 in 20 %.

Pred začetkom proizvodnje prevladuje v naftonosniku statično ravnotežje. Ko pa se pritisk izplake v vrtini zniža pod pritisk v naftonosniku, se začne komplicirano delovanje sil. Poruši se ravnotežje med težnostjo in kapilarnostjo in vsebina por začne teči. Pritisk v polju pade in zato se poveča prostornina ogljikovih vodikov, ki so preostali v porah naftonosnika. Pogosto vdre voda v prostore, ki sta jih izpraznila nafta in plin. Prične se izravnavanje snovi, ki se da izraziti z ustrezno enačbo snovnega izravnavanja ali materialne bilance. Razume se, da je treba v enačbi upoštevati različne fizikalne pogoje nafte, plina in vode v naftonosniku in zemeljskem površju ter njihove prostornine spremeniti po enotni fizikalni definiciji. Pretvorni koeficient se dobi iz analize PVT.

Enačba snovnega izravnavanja ali materialne bilance je pomembna med drugim zato, ker po njej izračunamo začetno količino surove nafte in plina (nafta in plin v naftonosniku) ter določimo količino robne vode, ki priteka. To nam omogoči, da izmerimo tlak robne vode in ocenimo, kako se bo obnašal naftonosnik pri različni stopnji proizvodnje.

Četrto poglavje obravnava naftno vrtino kot opazovalno točko. Avtor opozarja naftnega inženirja, da je pritisk najbolj očiten znak energije naftonosnika. Za realne sklepe in napovedi ga je treba meriti v globini vrtine; le redko je to

možno na ustju vrtine. V nadaljevanju avtor razloži princip meritev in meritvene metode ter instrumente. Ko je vrtina pripravljena za proizvodnjo, je pomembna naloga naftnega inženirja, določiti njeno zmogljivost. Določiti je treba koeficient proizvodnosti, tj. stopnja proizvodnje na enoto pritiska. Stopnja proizvodnje pa je odvisna od razlike med statičnim pritiskom pri zaprtem ustju vrtine in dinamičnim pritiskom, ko je vrtina odprta. Če znaša npr. pritisk v naftonosniku 100 barov in če daje vrtina 45 m<sup>3</sup> surove nafte na dan pri pritisku 90 barov v obratujoči vrtini (pri depresiji 10 barov), znaša koeficient proizvodnosti 4,5 (45:10). S podobnimi enostavnimi računi in diagrami razloži avtor tudi druge osnove s področja pritiska, zmogljivosti, produktivnosti in medsebojnega vpliva vrtin, tako naftnih kot tudi plinskih.

Peto poglavje je posvečeno razvoju novo odkritega naftnega in plinskega polja. Razvijanje polja je pravzaprav tehnika, ki zahteva veliko mero izkušenj ter praktično uporabo znanja, nabranega pri preučevanju vseh dejavnikov, obravnavanih v prejšnjih štirih poglavjih. Gre za to, da se pridobi toliko surove nafte in plina, kolikor se ju pridobiti dá, in sicer pri tako nizkih stroških, kakor je to mogoče. Mnogo je odvisno od načrta vrtin in od načina vrtnanja. Določiti je treba, koliko vrtin se bo vrtalo, na kakšnih medsebojnih razdaljah in v kakšnih časovnih razmikih. Posebna skrb velja ocenjevanju, računanju in klasifikaciji rezerv. Računanje rezerv je podano po dveh metodah, statični (volumetrični) in dinamični, klasifikacija pa po J. J. Arpsovi tabeli, objavljeni leta 1962 v C. Th. Frickovem priročniku o proizvodnji surove nafte.

Na koncu avtor grafično in računsko pojasnjuje 15 različnih raziskovalnih in računskih postopkov za reševanje problemov, postavljenih v posameznih poglavjih knjižice. Primerno orientacijo o vsebini knjižice pa nudi tudi stvarno kazalo, ki obsega 271 gesel.

Knjižica je izšla kot 3. zvezek fleksibilnih žepnih izdaj s področja naftne geologije v založbi F. Enke. Njena vsebina je še bogatejša kot je bilo to mogoče podati v tem kratkem sestavku. V spremni besedi je sicer napisano, da knjižica ni namenjena specialistom na področju naftne tehnologije. Vendar bo gotovo dobrodošla vsem zaposlenim z raziskavami in pridobivanjem nafte in plina, ker je po izbrani snovi in načinu podajanja vmes med obsežnimi priročniki na eni strani in dostikrat preskopimi ali presplošnimi podobnimi izdajami. Skupaj z 2. zvezkom žepnih izdaj pa bo koristno branje za razširitev obzorja tistim ljubiteljem znanosti, ki radi pogledajo tudi na sosednja področja, študentom, predavateljem pa tudi mladim inženirjem. Čeprav je naftna geologija mlada veda, je literatura s tega področja zelo obsežna. Zato je izbor, ki ga nudita obe knjižici še posebno dobrodošel. Podan je v enostavnem in razumljivem slogu pisane besede ter nazorno prikazan z ustreznimi slikami, skicami in diagrami, ki na najkrajši način pokažejo isto, za kar bi bilo sicer potrebnih mnogo besedi.

*Stefan Kolenko*

**UREDNIŠKA OBVESTILA**  
**EDITORIAL NOTICES**

## **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.

### **Priprava 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.

Tabele naj bodo napisane na pisalni stroj IBM tako, da jih bo možno kliširati.

Članki morajo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu 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, letnica, 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 narisani na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrografske 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 predložitve rokopisov**

V 20. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1977, bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca aprila 1977.

### **Korekture**

Uredništvo bo pošiljalo krtačne odtise stavkov v korekturo avtorjem. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo krtačne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

### **Posebni odtisi**

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvode pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.